

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР

В. М. ЧЕРНОВ, К. А. ИНИНА, В. Я. ГОРЬКОВЕЦ, М. Б. РАЕВСКАЯ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КАРЕЛИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „КАРЕЛИЯ“
ПЕТРОЗАВОДСК — 1970

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ ВЫП. 5

В. М. ЧЕРНОВ, К. А. ИНИНА, В. Я. ГОРЬКОВЕЦ,
М. Б. РАЕВСКАЯ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КАРЕЛИИ

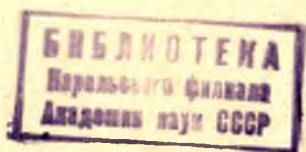
ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ,
ПАЛЕОТЕКТОНИКА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «КАРЕЛИЯ»
ПЕТРОЗАВОДСК — 1970

1973 г.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ, А. И. Богачев, А. С. Пекки, В. И. Робонен, М. А. Елисеев (секретарь).



Научный редактор — кандидат геолого-минералогических наук
А. И. Богачев

ВВЕДЕНИЕ

Ввиду сложности строения и глубокого метаморфизма докембрийских комплексов литология и геохимия метаморфических пород до недавнего времени были отстающим разделом в изучении геологии докембрия. Это обстоятельство вызвано укоренившейся точкой зрения о том, что при метаморфизме перестройка структур, текстур и изменение химизма исходных осадков настолько глубоки, что по ним невозможно восстановить первичную природу метаморфических пород. И только в последние годы вопрос об изучении литологии докембрийских комплексов был поставлен на повестку дня и стал решаться многими научно-исследовательскими учреждениями. Результаты этих исследований докладывались на I, II и III Всесоюзных совещаниях по изучению литологии докембрийских комплексов и сообщались в отдельных публикациях.

Многие исследователи докембрия пришли к выводу, что даже в глубокометаморфизованных породах часто сохраняются первично-осадочные или вулканические текстурные, структурные признаки и химический состав исходных осадков. По ним можно восстановить природу исходного вещества, за счет которого образовались метаморфические породы.

Изучение первичных особенностей метаморфических пород имеет большое значение для структурно-геологического картирования, стратиграфического расчленения немых толщ, реконструкции фациальных и палеотектонических обстановок седиментации в древних водоемах и механизма формирования рудоносных толщ.

Авторами систематически проводилось изучение первичных структурных и текстурных особенностей в метаморфизованных первично-осадочных и туфо-вулканических толщах гимольской серии. Одновременно с изучением литологии выявлялись и геохимические особенности метаморфических пород с учетом характера, степени метаморфических превращений и влияния метаморфизма на изменение химического состава первичных осадков. То есть геохимическое изучение, наряду с определением средних содержаний химических элементов и их кларков концентрации в породах, заключалось также в раскрытии роли седиментации в процессах концентрации и миграции различных элементов. Такой комплексный подход к изучению метаморфических пород, когда одновременно учитываются минеральный состав пород, зависимость концентрации различных элементов от литолого-петрографических особенностей

их, позволяет по-новому подойти к решению некоторых вопросов докембрийской геологии. В частности, это касается вопросов о роли седиментации в создании рудных концентраций некоторых элементов, а также вопросов формационного состава докембрийских комплексов и палеотектоники ранних этапов эволюции земной коры. Некоторые результаты этих исследований опубликованы (Чернов, 1964, 1966), многие из них приводятся впервые.

Настоящая работа выполнена в Институте геологии (г. Петрозаводск). В ней изложены результаты тематических исследований по литологии и геохимии нижнего протерозоя западной Карелии, проведенных коллективом авторов в 1962—1966 гг.

В работе также обобщен и использован большой фактический материал более ранних исследований по геологии и стратиграфии гимольской серии, выполненных коллективом геологов под руководством К. О. Кратца (1963). Изучение литологии и геохимии пород гимольской серии потребовало решения ряда совершенно новых вопросов, связанных с методикой изучения осадочно-метаморфических и вулканических толщ и методами восстановления протосубстрата метаморфических пород.

Все химические и спектральные анализы, приводимые в работе, выполнены в химической и спектральной лабораториях Института геологии (г. Петрозаводск) аналитиками Г. И. Капустиной, В. А. Доильничиной, Т. Н. Брагиной, В. А. Кукиной, Р. С. Мельянцевой, Н. Г. Мальковой, В. А. Ахвонен, З. П. Помазан, Э. С. Васильевой, Г. Д. Епишиной, Н. А. Ивановой, В. А. Королевой.

Вопросы геологии, стратиграфии, метаморфизма, формационного состава, палеофациальных и палеотектонических условий седиментации и химико-петрографическая классификация пород гимольской серии разработаны ответственным исполнителем темы В. М. Черновым.

Литолого-петрографическое описание пород и замеры оптических констант минералов сделаны К. А. Ининой и М. Б. Раевской.

Исследования по выявлению геохимических особенностей пород гимольской серии проведены В. Я. Горьковцом. Большую помощь при обработке химических и спектральных анализов оказала лаборант Л. П. Пручковская.

Приведенные материалы по стратиграфии и химизму пород Большезерского района любезно предоставлены М. М. Стенарем.

Авторы глав и разделов указаны в оглавлении.

ГЛАВА I. ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КАРЕЛИИ

Настоящее исследование проводилось в двух основных направлениях: литолого-формационном и литолого-геохимическом.

Одним из главных вопросов формационного анализа является парагенетическое изучение докембрийских железорудных толщ с выделением в них парагенетических ассоциаций пород и характерных формаций. Естественно, что при его решении в основу были положены принципы и методы формационного анализа, разработанные на послерифейских осадочных комплексах (Белоусов, 1948; Шатский, 1954, 1955; Хаин, 1954; Страхов, 1960, 1962; Херасков, 1967 и др.) с учетом специфики геологических процессов в докембрии.

В настоящее время, несмотря на различную трактовку понятия «геологическая формация», большинство исследователей считает главными факторами образования формаций физико-географические условия осадконакопления, тектонику, исходное вещество — петрофонд и климат. Понятие «петрофонд» было введено в литературу И. В. Хворовой (1963). «Петрофонд» — это совокупность тех потенциальных источников вещества, которые могут при соответствующих условиях дать материал для образования формаций. Такими источниками служат:

- 1) выветривание горных пород;
- 2) вулканическая деятельность;
- 3) химическое осаждение веществ, растворенных в водах;
- 4) органическая жизнь.

В соответствии с указанными факторами материал формаций может состоять из следующих четырех компонентов: терригенного, вулканогенного, хемогенного и биогенного.

Роль климата, физико-географической среды осадконакопления и тектонического фактора в образовании формаций детально рассмотрена в работах Н. С. Шатского (1954, 1955) и Н. М. Страхова (1960), которые указывают на тесную связь формаций с развитием крупных тектонических структур. Тектонический фактор определяет размеры, мощность и основные черты внутреннего строения формаций. Границы формаций, как правило, совпадают с контурами крупных тектонических структур.

Таким образом, при изучении формаций исследователю приходится решать три взаимосвязанных вопроса: определение вещества, за счет которого образовалась формация (петрофонда), палеотектонической и палеогеографической обстановки формирования осадков. Эти задачи

определили и методику литологического изучения докембрийских железорудных толщ Карелии.

Одним из сложных вопросов изучения докембрийских толщ Карелии является восстановление первичной природы метаморфических пород, т. е. определение петрофонда. Для решения этой задачи в полевых условиях проводилось детальное изучение в метаморфических породах реликтов первичных текстур и структур (слоистость, миндалекаменные текстуры, порфиновые структуры и т. д.).

При камеральной обработке полевого материала выделенные литолого-петрографические группы пород подвергались тщательному петрографическому и химическому изучению с целью выявления их генетической природы.

При этом породы гимольской серии были классифицированы по химическому составу. В основу классификации положены коэффициенты Н. П. Семененко (1956), примененные им при изучении криворожской серии Украинского кристаллического щита:

$$\text{железистости} \quad F = \frac{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)} \%;$$

$$\text{глиноземистости} \quad A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)} \%;$$

$$\text{магнезиальности} \quad M = \frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)} \%;$$

$$\text{известково-щелочности} \quad C = \frac{\text{CaO} \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)} \%.$$

$$\text{Сумма: } F + A + M + C = 100.$$

Согласно этой классификации среди метаморфических толщ гимольской серии выделяются следующие, отличные по химическому составу группы пород, образующие изохимические ряды:

I. Глиноземистые магнезиально-кальциевые и кальциево-магнезиальные породы, представленные различными амфиболовыми сланцами и амфиболитами, кварцево-биотито-карбонатными, талько-хлоритовыми, актинолитовыми и другими сланцами. Ведущими компонентами в них являются MgO , CaO , а также нередко Al_2O_3 и FeO .

II. Алумосиликатные породы, представленные различными метаморфизованными вулканогенными (геллефлинты, порфиroidы, кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы, лептитовые гнейсы) и первичноосадочными породами (конгломераты, серицитовые аркозы и сланцы, биотитовые гнейсы и гнейсо-сланцы, графитистые сланцы). Ведущие химические компоненты в них — Al_2O_3 , SiO_2 , щелочи и CaO .

III. Глиноземисто-железисто-кремнистые породы, представленные магнетито-гранатовыми кварцитами и сланцами, гранатитами и амфиболо-хлоритовыми порфиробластическими сланцами, в которых ведущими химическими компонентами служат SiO_2 , FeO , Fe_2O_3 и Al_2O_3 .

IV. Железисто-кремнистые породы, представленные главным образом железистыми кварцитами и реже — железистыми сланцами. Ведущими химическими компонентами в них являются SiO_2 , FeO , Fe_2O_3 .

На треугольной диаграмме (рис. 15) все эти породы обособляются соответственно в поля I, II, III, IV. Таким образом, каждая выделенная по химическому составу группа пород характеризуется определенными молекулярными соотношениями породообразующих химических компонентов, которые могут быть выражены через соответствующие коэффициенты.

Таблица 1

Общие коэффициенты для основных групп пород гимольской серии

Группы пород	F	A	M	C
Глиноземистые магнезиально-кальциевые и кальциево-магнезиальные	14—29	6—33	16—69	7—39
Алюмосиликатные	4—41	31—84	2—28	0—25
Глиноземисто-железисто-кремнистые	33—68	12—30	10—30	3—17
Железисто-кремнистые	70—95	0—15	1—18	2—14

Кроме указанных выше коэффициентов, при характеристике химизма различных литолого-петрографических типов пород в зависимости от их генетической природы применялись также диаграммы и пересчеты по методам П. Ниггли (1956), А. Н. Заварицкого (1950) — для пород магматического генезиса и диаграмма А. Симонена (1953) — для пород вулканогенно-осадочного происхождения.

В совокупности данные изучения первичных текстур и структур, минерального состава и химизма позволили определить генетическую природу многих метаморфических пород и тем самым определить петрофонд формаций. Без решения этого вопроса немыслим парагенетический анализ метаморфических комплексов.

Для восстановления палеофациальных и палеотектонических обстановок седиментации железорудных толщ нами был использован метод парагенетического анализа, сущность которого, как известно, заключается в выделении в литолого-стратиграфических разрезах естественных парагенетических ассоциаций пород.

Для этого в экспедиционный период по обнажениям, керну буровых скважин и горным выработкам составлялись детальные литолого-стратиграфические, литологические разрезы и детальные планы с нанесением на них всех литолого-петрографических типов метаморфических пород. Особое внимание уделялось изучению характера стратификации метаморфических пород, для чего проводилось тщательное описание слоистости различного масштаба (от миллиметров до десятков метров), делались многочисленные фотографии и зарисовки.

Парагенетические ассоциации пород выделялись в камеральный период, после определения генетической природы литолого-петрографических типов метаморфических пород, выделенных в полевых условиях.

Каждая выделенная парагенетическая ассоциация отличается от другой набором входящих в нее пород и особенностями их чередования. Элементарные ассоциации, различающиеся лишь деталями строения, рассматривались нами как разновидности одной ассоциации. В камеральный период при выделении конкретных парагенетических ассоциаций пород особое внимание уделялось анализу стратификации, т. е. характеру чередования пород в литолого-стратиграфических разрезах. Л. Н. Ботвинкина (1965) считает, что характер стратификации определяется либо особенностями самой седиментации в той или иной постоянной ландшафтной обстановке, либо сменой ландшафтных обстановок во времени. Первый тип стратификации называется седиментационным, второй — фациальным.

Седиментационная стратификация обусловлена различными причинами. Она может быть связана с сезонными климатическими изменениями, с разнообразными эпизодическими событиями, которые в определен-

ной физико-географической обстановке систематически влияли на ход осадконакопления (землетрясения, штормы, оползни, вулканические извержения). Примером такой стратификации могут служить ритмично-слоистые вулканогенно-туфовые толщи, в которых слоистость обусловлена периодической подачей вулканокластического материала в бассейн седиментации. При этом мощности ритмично построенных слоев могут быть различными, от нескольких сантиметров до 1—10 м. Седиментационная стратификация характеризуется более или менее постоянным порядком в чередовании пород, что обусловлено систематическим, закономерным проявлением причин, влиявших на ход осадконакопления.

Кроме седиментационной слоистости, при изучении докембрийских железорудных толщ Карелии большое внимание было уделено выявлению и изучению фациальной или фациально-циклической стратификации. Эта стратификация, как отмечалось ранее, представляет собой закономерное чередование пород, отражающее периодическое изменение фациальных обстановок осадконакопления на больших территориях. Пример такой стратификации — циклы первого порядка гимольской серии Карелии, охарактеризованные В. М. Черновым (1964). Фациально-циклическая стратификация позволила сопоставить удаленные друг от друга стратиграфические разрезы и восстановить палеогеографические условия осадконакопления железорудных толщ.

Трудность изучения метаморфических толщ гимольской серии обусловлена, в частности, тем, что они имеют осадочно-вулканическое происхождение. К тому же специфика формирования вулканогенных толщ в настоящее время еще недостаточно изучена, хотя влияние вулканической деятельности на процессы морского осадкообразования признается многими исследователями.

Особенности осадконакопления при вулканизме применительно к послерифейским геологическим комплексам рассмотрены в работах Н. М. Страхова (1960, 1962), К. К. Зеленова (1960), И. В. Хворовой (1963), Г. С. Дзоценидзе (1965), В. С. Коптева-Дворникова (1967) и др.

Н. М. Страхов (1962) отмечает, что «эффузивно-осадочный тип литогенеза резко выделяется прежде всего источником осадочного материала. Последний поступает здесь не в результате выветривания континентальных площадей, а снизу, из глубоких горизонтов земной коры в ходе вулканических извержений и представляет собой частью механически выброшенные крупные и мелкие частицы — пепел, лапилли, бомбы, частью же — гидротермальные растворы и газовые эманации. Характерной чертой поступления осадочного материала являются эпизодичность и огромная быстрота его выноса, в тысячи и миллионы раз превосходящая быстроту поступления в других типах осадочного процесса». Многочисленные данные об интенсивности вулканических процессов приведены в геологической литературе в работах вулканологов.

Интересным примером мощности извержения и дальности разноса выброшенного пирокластического материала является извержение вулкана Катмай 6 июня 1912 г. По Г. В. Тиррелю (1934), «огромное количество изверженного материала, составлявшего около 20 км³, было выброшено на окружающую местность и легло прекрасно напластованными отложениями, достигающими мощности от 0,25 до 3 м. 11 июня, т. е. на пятый день после извержения, вулканическая пыль из Катмая выпала в Ванкувере и Виктории (Британская Колумбия) на расстоянии 2100 км от вулкана».

Однако на такое большое расстояние разносится лишь незначительное количество тончайшего пепла; главная же масса пирокластического материала осаждается вокруг центра извержения в радиусе 20—50 км.

При этом наблюдается сортировка вулканического материала, которая заключается в том, что в непосредственной близости от центра вулканического извержения обычно откладывается грубокластический несортированный или слабо сортированный материал. В некотором удалении осаждаются пеплы, которые, сортируясь в водной среде по крупности обломков, создают ритмично наложенные пласты, состоящие в нижних частях из более крупнозернистых, а верхних — из мелкозернистых осадков. Еще в большем удалении от областей извержения к пепловому материалу подмешивается кластический (терригенный) материал и туфы переходят в туффиты, а затем в глины с примесью пирокластического материала. Таким путем после каждого закончившегося извержения возникает закономерно построенная эффузивно-осадочная пачка пород. Эта схема симметричного распределения вулканического материала вокруг центра извержения часто нарушается подводными течениями и ветрами господствующих направлений.

Другая интересная особенность осадконакопления при вулканизме заключается в том, что в бассейн осадконакопления, кроме пирокластического материала, поставляется огромное количество гидротерм и эманаций, обогащенных разнообразными химическими элементами. Вопрос о вулканических эксгаляциях подробно рассмотрен С. И. Набоко (1959). По данным этого исследователя, в вулканических эксгаляциях камчатских вулканов было обнаружено 53 химических элемента, среди которых «...полностью представлена группа элементов магматических эманаций (B, C, N, O, F, P), благородных газов (He, Ne, Ar, Xe), тяжелых галоидов (Br, J). В возгонах определены элементы магматических эманаций, связанные в соли с элементами горных пород (Na, K, Mg, Ca, Al, Fe). Спектроскопически в возгонах определены щелочноземельные элементы (Be, Ba, Sr), все элементы группы железа (Ti, Y, Cr, Mn, Co, Ni). Из группы металлических элементов представлены Cu, Zn, Ga, Ca, Ag, Cd, Sn, Tl, Pb, из группы металлоидных металлогенных элементов As, Se, Sb, Te, Bi и из группы редких элементов только Sc и Zr».

По данным В. М. Григорьева и К. К. Зеленова (1965), для осадков вулканических областей характерны также повышенные значения германия.

В условиях наземного вулканизма газы и летучие компоненты рассеиваются в атмосфере, не образуя заметных скоплений. Другая картина наблюдается при подводном вулканизме, когда выделяющиеся газы и химические элементы улавливаются морской водой, принимают участие в разнообразных химических реакциях и концентрируются в осадках. Н. М. Страхов (1962) отмечает, что при этом процессе «осаждаются и поступают в осадок кремнезем, разнообразные соединения железа, марганца, алюминия, а также малых элементов — As, P, Ba и других, соответственно составу гидротермальных вод. Самый процесс осаждения их в основном, по-видимому, чисто химический... При этом изменения физико-химической обстановки в районах подводных извержений придавали ходу химического осадконакопления временами и местами своеобразные черты».

Это своеобразие заключается прежде всего в том, что газовые эманации, и в первую очередь CO_2 , понижают щелочной резерв и pH воды, что тормозит осаждение Ca CO_3 в вулканических областях. Вместе с этим, в периоды обильного поступления гидротерм, лишенных кислорода, в морской воде вблизи вулканических очагов понижался pH. Тем самым, создавалась обедненная кислородом среда, способствующая осаждению силикатов и карбонатов железа и марганца прямо из воды, минуя стадию диагенетических превращений. В случаях обильного привноса гидротер-

мами сероводорода создавалась восстановительная среда, благоприятная для непосредственного осаждения сульфидов железа, свинца, цинка и других элементов. В удаленных от вулканического очага частях морского бассейна за пределами восстановительной среды, обусловленной вулканическими процессами, железо и марганец осаждались в форме гидроокислов. Таким путем при подводном эффузивно-осадочном процессе создавалась своеобразная геохимическая зональность вокруг вулканического очага, которая способствовала тому, что в ближайшем соседстве отлагались и переходили одни в другие осадки весьма разного минералогического состава и разных требований к физико-химической среде (сульфидные, карбонатные, силикатные, окисные руды).

В целях выявления влияния вулканизма на процессы осадконакопления докембрийских толщ мы изучали особенности распределения микроэлементов в различных литолого-петрографических типах пород в зависимости от их формационной принадлежности и стратиграфического положения. В основу этого были положены данные многочисленных спектральных (количественных, полуколичественных) и химических анализов. Для этой цели из каждой литологической группы метаморфических пород отбиралось и анализировалось не менее 10 проб. По данным анализов высчитывались средние содержания того или иного микроэлемента и кларки их концентрации. Особое внимание было уделено выявлению закономерностей распределения германия в различных литологических типах метаморфических пород, поскольку этот элемент, по данным В. М. Григорьева и К. К. Зеленова (1965), характерен для железных руд осадочно-вулканогенного происхождения. При обобщении геохимических данных нами был использован, в несколько модифицированном виде, метод литолого-геохимического анализа, разработанный Н. М. Страховым (1962) на современных осадках и примененный им при характеристике условий осадконакопления идеального профиля осадочных формаций¹.

При изучении распределения микроэлементов в породах гимольской серии нами были выбраны фациальные профили, отображающие удаленность осадков от вулканических очагов. Такой выбор диктовался прежде всего тем, что при осадочно-вулканогенном процессе осадконакопления главным поставщиком седиментационного материала являются вулканические очаги.

В каждом случае анализ распределения микроэлементов проводился по конкретным фациальным профилям, выявленным при изучении литологии того или иного района, свиты или части свиты. Несмотря на частные отклонения в строении того или иного фациального профиля, в обобщенном (схематизированном) виде они могут быть показаны следующим рядом пород, сменяющих друг друга в вертикальных разрезах седиментационных циклов и по латерали, по мере удаления их от вулканических очагов. Лавы → туфобрекчии → туфы → глинистые осадки → глиноземисто-железисто-кремнистые осадки → железисто-кремнистые осадки.

Необходимо отметить, что при описании пород гимольской серии большие трудности возникали в отношении названия некоторых типов пород, для которых не разработана терминология или термин имеет двоякое толкование. В частности, это касается терминов «лептиты» и «гнейсо-сланцы».

¹ Под «идеальным профилем» Н. М. Страхов понимает профиль, построенный по основным петрографическим типам пород (песчаники — алевролиты — глины — мергели — известняки) от прибрежной зоны к пелагической.

Термин «лептиты» происходит от греческого слова «leptos» (тонкий, мелкий) и впервые был предложен в 1875 г. Хуммелем, который предполагал, что лептиты образовались под влиянием регионального метаморфизма пород осадочного происхождения.

В геологическом словаре (1955 г.) под названием «лептиты» объединены генетически различные породы: от метаморфизованных кислых эффузивов и туфов до метаморфизованных осадочных пород. В настоящей работе термин «лептит» употребляется в понимании Гейера и Магнуссона (Geijer and Magnusson, 1952), которые убедительно показали вулканогенную природу лептитов Швеции.

Под термином «гнейсо-сланцы» подразумеваются осадочно-метаморфические породы, по текстурным особенностям занимающие промежуточное положение между сланцами и гнейсами. По сравнению со сланцами они более перекристаллизованы, в них возрастает количество полевого шпата и увеличивается размер составляющих породу зерен. Слюдистые минералы в гнейсо-сланцах образуют пластины 0,4—1,5 мм длиной; кварц, плагиоклаз — зерна 0,1—0,4 мм в поперечнике.

ГЛАВА II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СТРАТИГРАФИИ КАРЕЛИД ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Карелиды западной Карелии образуют крупную структурно-фациальную зону, отличающуюся от других докембрийских областей Карелии своеобразием геолого-тектонического развития, формационным составом слагающих ее геологических комплексов. Эта зона, получившая в геологической литературе название Западно-Карельской, охватывает в виде широкой полосы северо-западного простираения значительную часть западной и южной Карелии. Здесь, по данным геофизики, устанавливается резкое увеличение мощности земной коры и повышенное значение регионального магнитного поля. С запада и востока ее ограничивают крупные поднятия (Фенно-Карельское, Центральное-Карельское) и разломы, выполненные интрузиями гранитов и основных пород. В северо-западном направлении, в районе системы озер Куйто, в результате общей кульминации Западно-Карельская структурно-фациальная зона замыкается.

Рассматриваемая область карелид сложна как по геолого-тектоническому строению, так и по составу и возрасту слагающих ее геологических комплексов (рис. 2). В этой зоне принято выделять три структурных яруса (Чернов, Стенарь, 1960; Кратц, 1963; Чернов, 1964).

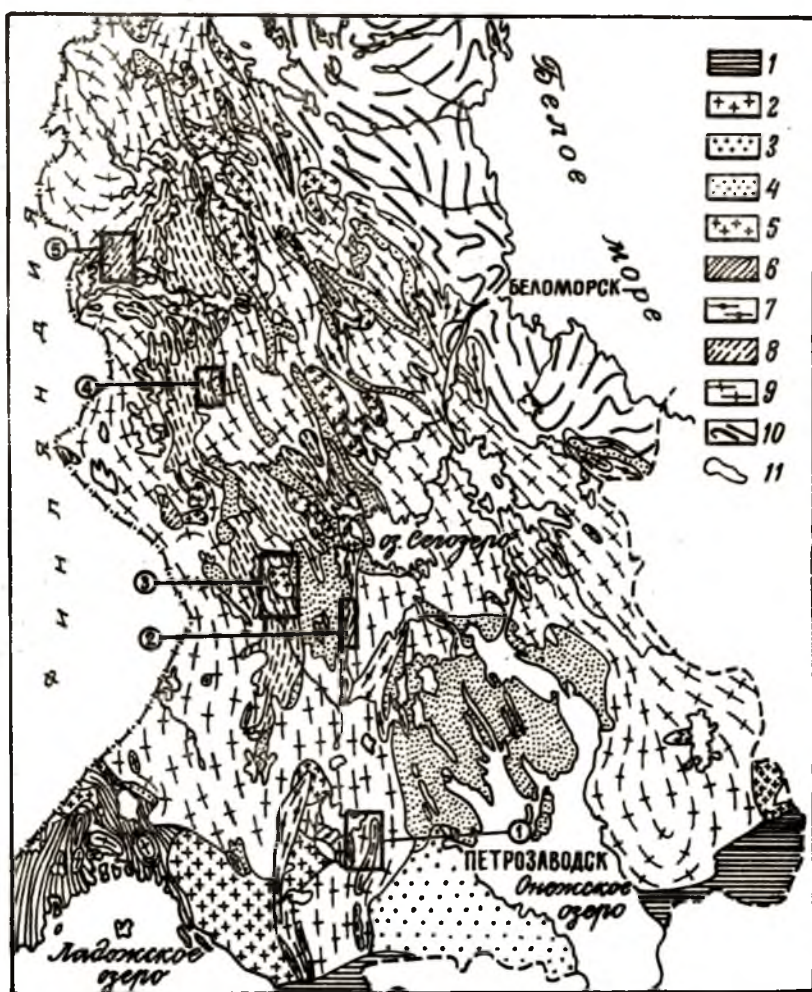
1. Нижний структурный ярус слагает фундамент протерозойских отложений, занимает значительную часть рассматриваемой территории и по возрасту относится к архею. В фундаменте преимущественно распространены гнейсо-граниты, гранодиориты и граниты плагиоклазового и плагио-микроклинового состава, среди которых местами встречаются реликтовые участки парагнейсов и амфиболитов (измененные основные породы).

Фундамент, вероятно, представляет собой гетерогенное сооружение, что подтверждается данными определения абсолютного возраста пород, который колеблется от 2000 до 2900 млн. лет. Учитывая, что породы фундамента были омоложены протерозойской складчатостью (2000—2100 млн. лет), можно допустить, что известный возраст фундамента укладывается в пределах 2600—2900 млн. лет.

2. Второй структурный ярус сложен геосинклинальными толщами нижнего протерозоя (2000—2600 млн. лет), среди которых большинством исследователей выделяются гимольская, парандовская и более молодая большезерская серии. Некоторые геологи (Гилярова, 1962; Харитонов,

1966) включают гимольскую серию в фундамент карелид, приписывая ей архейский возраст.

Метаморфические толщи второго структурного яруса смяты в сложнопоскладчатые синклинальные зоны и полосы, представляющие собой корневые части крупных синклинальных структур, сохранившиеся среди обширных полей архейского фундамента и протерозойских гранитов и их мигматитов.



Фиг. 1. Схема расположения железорудных районов Карелии (геологическая основа дана по К. О. Кратцу, 1963):

- 1 — Маньгинский железорудный район;
- 2 — Совдозерский железорудный район;
- 3 — Гимольский железорудный район;
- 4 — Хедозеро-Большезерский железорудный район;
- 5 — Костомукшский железорудный район.

1 — нижнепалеозойские отложения. Верхний протерозой: 2 — граниты рапакиви; 3 — ютинские кварциты. Средний протерозой: 4 — образования суйсарского, ятулийского и сариольского отделов. Нижний протерозой: 5 — граниты и гранодиориты; 6 — сланцы и гнейсы ладожской серии; 7 — породы тунгудской, хаутоварской, парандовской и других серий; 8 — породы гимольской серии. Архей: 9 — гнейсо-граниты, мигматиты, нерасчлененные гнейсы; 10 — гнейсы беломорского комплекса; 11 — границы пород гимольской серии.

3. Третий структурный ярус сложен слабо метаморфизованными отложениями среднего протерозоя, среди которых выделяются конгломерато-песчанистые и диабазо-кварцитовые толщи сариолийского и ятулийского отделов, представляющие собой орогенные и субплатформенные геологические формации поздних карелид.

Рассматриваемые образования с угловым несогласием налегают на архейские и нижнепротерозойские породы и часто отделяются от последних корой выветривания и базальными конгломератами. В отличие от изоклинальных структур нижнего протерозоя, среднепротерозойские отложения в западной Карелии смяты в пологоскладчатые синклинали или мульды.

Поскольку настоящая работа посвящена литологии, формационному составу и геохимическим особенностям гимольской серии, ниже более подробно рассмотрены геологическое строение, стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов гимольской серии, залегающей во втором структурном ярусе.

В западной Карелии выделяются шесть крупных синклинальных структур (рис. 1) — Костомукшская, Большезерская, Тумбареченская, Гимольская, Совдозерская, Маньгино-Киндасовская, в которых залегают мощные залежи железистых кварцитов гимольской серии, образующие значительные по запасам месторождения железных руд Балтийского щита (Костомукшское, Межезерское).

Костомукшский железорудный район

Костомукшский железорудный район расположен в северо-западной части Карелии, в 50 км южнее бассейна озер Куйто. Геологическое строение района Костомукшского месторождения изучалось многими исследователями (С. А. Дюков, К. К. Судиславлев, П. А. Гурвич, С. И. Эвенчик, К. О. Кратц, В. М. Чернов, В. И. Робонен, К. А. Инина, В. И. Коросов, В. Я. Горьковец, Ю. И. Лазарев, Г. А. Свирская) и нашло свое отражение в ряде отчетов указанных исследователей и печатных работах (Чернов, 1959; Чернов и Стенарь, 1960; Кратц, 1962; Чернов, 1964).

Докембрийские метаморфические породы Костомукшского района развиты в северо-западном окончании полосы отложений гимольской и большезерской серий западной Карелии. По составу и происхождению в этом районе выделяются первично-осадочные (гранитные конгломераты, мусковитовые аркозы, мономинеральные и гранатовые амфиболиты, амфиболовые, кварцево-амфиболовые, графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы, железистые полосчатые кварциты и гнейсы), а также вулканические породы, среди которых различаются кислые и основные по составу вулканы. Кислые вулканы представлены плагиопорфирами, геллефлинтами, кварцевыми порфирами, лептитовыми гнейсами, туфогенными кварцево-биотитовыми сланцами (туфосланцы), туфобрекчиями, вулканическими брекчиями. К группе основных пород принадлежат метадиабазы, диабазовые метапорфириты, метамандельштейны и их метаморфические разности (зеленые сланцы и некоторые амфиболиты). К этой же группе примыкают тальксодержащие и биотито-карбонатные сланцы, образовавшиеся, по-видимому, за счет метаморфизма основных и ультраосновных эффузивов и их туфов.

Перечисленные выше породы залегают в синклинальной зоне субмеридионального простираения, которая прослеживается на протяжении почти 25 км. Ширина этой зоны в среднем составляет 4,5 км, местами возрастает до 7 км. С запада и востока костомукшский синклинальный

прогиб ограничен антиклинальными поднятиями, в которых выступают главным образом огнейсованные архейские гранитоиды, прорванные и мигматизированные протерозойскими гранитами.

Во многих местах синклинальная зона разбита разломами и надвигами, выполненными протерозойскими гранитами, основными и ультраосновными породами.

К восточному и западному краям Костомукшской зоны приурочены залежи железистых кварцитов (рис. 2). Наиболее мощные рудные тела залегают в восточном краю, где образуют крупное по запасам железных руд Костомукшское месторождение, располагающееся в крыльях сложной синклинальной структуры.

Перечисленные выше супракрустальные образования Костомукшского района относятся по возрасту к нижнему протерозою и подразделяются на две группы, одна из которых, представленная отложениями гимольской серии, выделяется в лопский отдел, а более молодая, сложенная основными эффузивами большезерской серии, в сумский отдел нижнего протерозоя (Чернов, 1959, 1960, 1964; Чернов, Стенарь, 1961; Кратц, 1963).

Наиболее полные и хорошо изученные стратиграфические разрезы гимольской серии наблюдаются на Костомукшском железорудном месторождении, где эта серия сложена осадочно-вулканическими, вулканическими и железисто-кремнистыми толщами, которые смяты в крупную синклинальную структуру общего меридионального простирания. Эта структура приурочена к восточному краю костомукшского комплекса и имеет длину 12 км при ширине 0,5—3 км.

Мощные тела железистых кварцитов расположены в средней части месторождения, в районе дугообразного изгиба структуры. При этом главная масса железных руд залегает в западном крыле структуры месторождения. Восточное крыло срезано надвигом архейских гнейсов, в результате чего часть рудных тел не обнажается на поверхности. В средней части месторождения структура разбита двумя разломами на три крупных блока (рис. 3). На север и юго-восток от центральной части месторождения в результате воздымания оси тектонической структуры породы гимольской серии выклиниваются.

В строении месторождения принимают участие разнообразные по составу и происхождению метаморфические породы. Среди вулканических эффузивных пород наиболее распространены плагиопорфиры и геллефлинты, которые протягиваются вдоль всего западного крыла структуры месторождения в виде полосы переменной мощности (20—150 м). С кислыми эффузивами пространственно тесно связаны ритмичнослоистые туфогенные кварцево-биотитовые сланцы.

В южном конце месторождения кислые вулканы (геллефлинты, плагиопорфиры, туфосланцы) процессами метаморфизма преобразованы в лептитовые гнейсы. Из пирокластических пород кислого состава, кроме туфосланцев, в западном крыле месторождения развиты туфобрекчии, образующие стратиграфический горизонт, подстилающий наиболее крупные залежи железистых кварцитов месторождения.

Вторая широко развитая группа пород представлена железистыми кварцитами, среди которых наиболее распространены рибекито-магнетитовые, биотито-магнетитовые, магнетито-биотитовые, грюнерито-магнетитовые, магнетито-грюнеритовые и существенно биотитовые или грюнеритовые полосчатые кварциты. Этими железистыми кварцитами сложена основная масса железорудных залежей месторождения. В виде небольших по мощности зон в южной и северной частях месторождения среди перечисленных пород встречаются кроссито-магнетитовые, актинолитовые

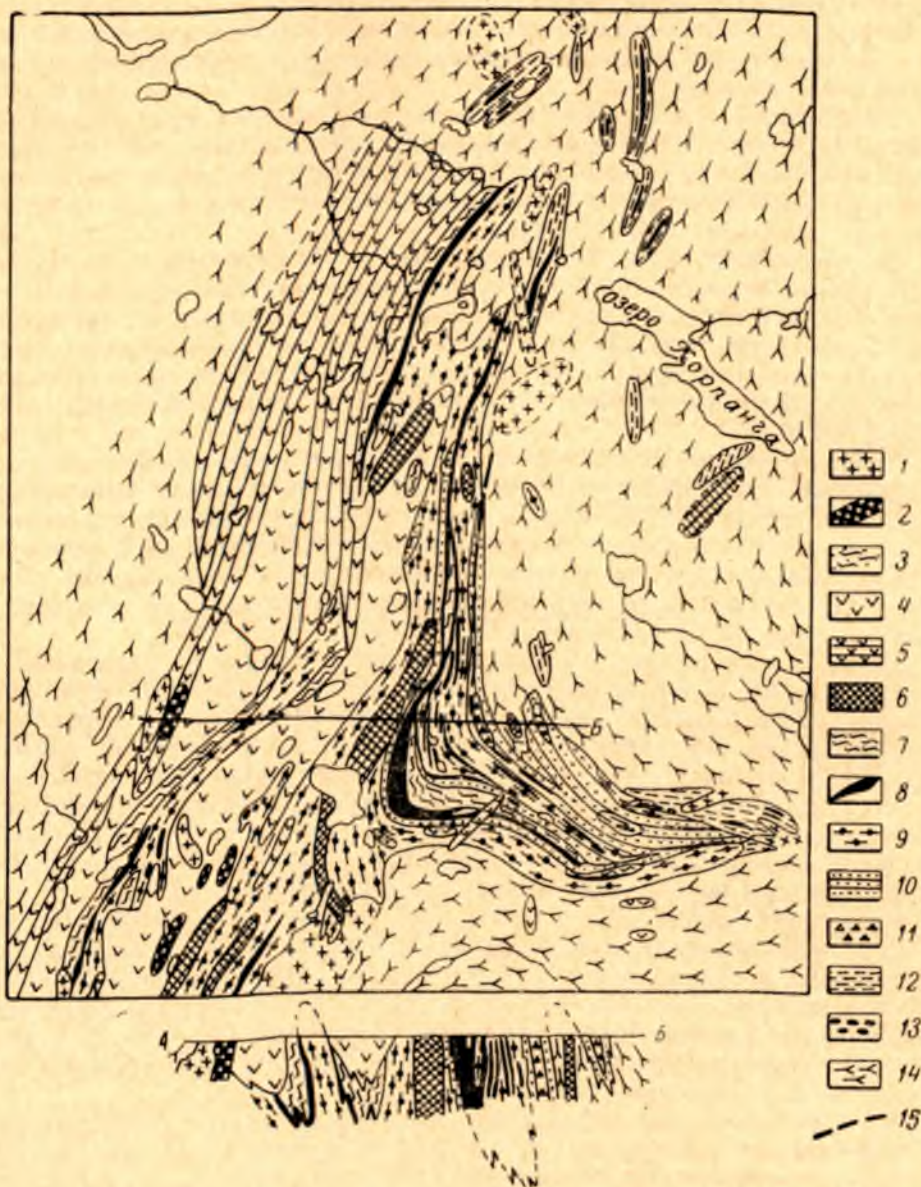


Рис. 2. Схема геологического строения Костомукшского железорудного района (составлена В. М. Черновым с использованием материалов С. А. Дюкова, К. К. Судиславлева, П. А. Гурвич и С. И. Эвенчик):

1 — микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты. Породы сумского отдела: 2 — оливиниты, серпентиниты, оливиновые габбро-нориты; 3 — кварцевые порфиристы; 4 — метаднабазы, метапорфиры, метамандельштейны; 5 — зеленые сланцы; 6 — габбро-амфиболиты и амфиболитизированные габбро. Породы лопского отдела: 7 — в различной степени метаморфизованные плагиопорфиры, лептитовые гнейсы; 8 — железистые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые сланцы, талько-хлоритовые и биотито-карбонатные сланцы; 9 — монсминеральные и гранатовые параамфиболиты, амфиболовые, гранато-амфиболовые, кварцево-амфиболовые парасланцы; 10 — кварцево-биотитовые туфосланцы; 11 — туфобрекчии; 12 — биотитовые и амфиболовые гнейсы с прослоями мусковитовых кварцитов; 13 — гранитные конгломераты; 14 — архейские гнейсы-граниты; 15 — разрывные нарушения.

магнетитовые и магнетитовые кварциты с сине-зеленой роговой обманкой. Железистые кварциты в пределах месторождения располагаются на двух стратиграфических уровнях, разделены мощной толщей кислых эффузивов и их туфов и залегают в крыльях синклиальной структуры месторождения. Кроме перечисленных пород, на Костомукшском месторождении в нижней части разреза гимольской серии широко распространены параамфиболиты, амфиболовые парасланцы, местами (южная часть

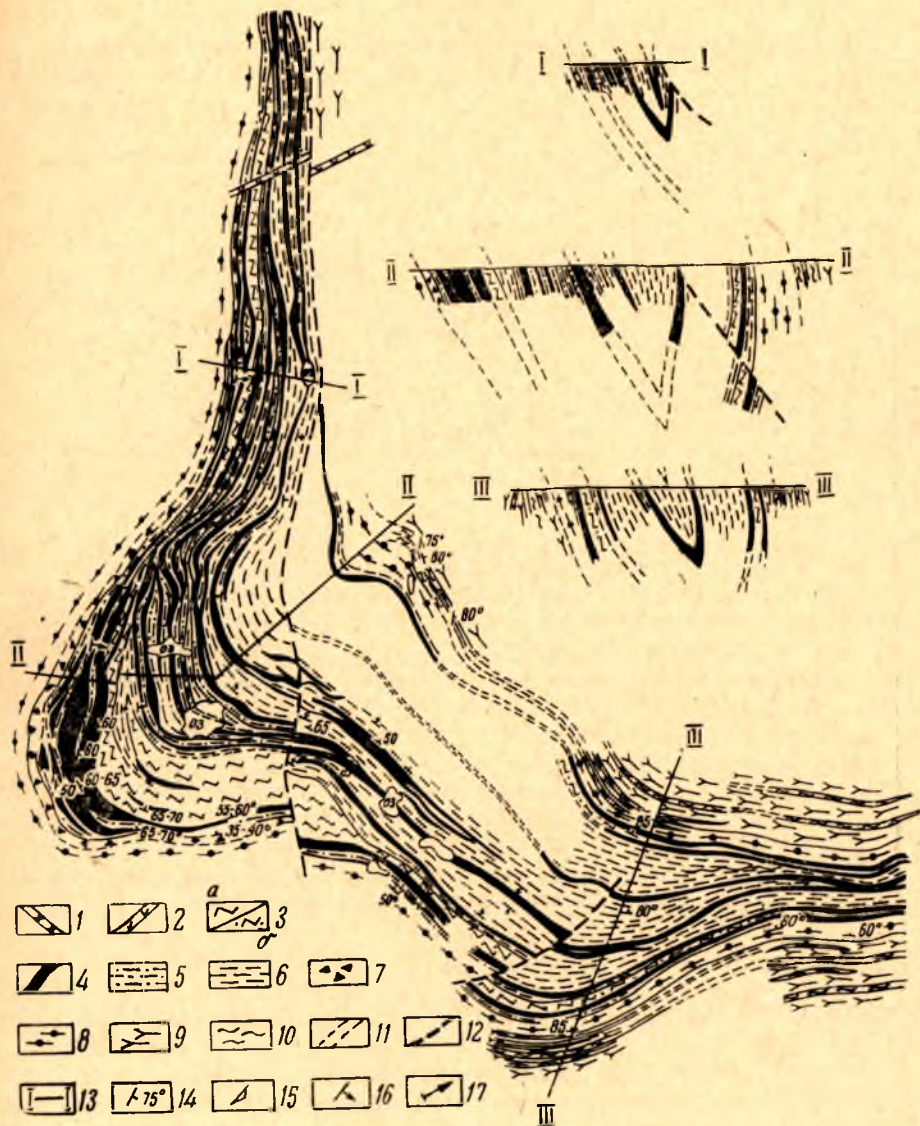


Рис. 3. Геологическая карта Костомукшского железорудного месторождения (составлена В. И. Коросовым, В. М. Черновым, В. И. Робоненом):

1 — аплиты и пегматиты; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — а) плагиогорфиры, габбро, вулканические брекчи; б) лептитовые гнейсы; 4 — железистые кварциты; 5 — графитистые кварцево-биотитовые сланцы, талько-хлоритовые и биотито-карбонатные сланцы; 6 — кварцево-биотитовые туфогенные сланцы; 7 — туфобрекчи; 8 — амфиболовые парасланцы; 9 — гранито-гнейсы; 10 — биотитовые гнейсы с прослоями кварцитов; 11 — предполагаемые линии контактов; 12 — тектонические нарушения; 13 — линии разрезов; 14 — склонность; 15 — гнейсовидность; 16 — направление роста рт-мов; 17 — направление цикличности.

**Схема стратиграфического расчленения кристаллических пород
гимольской серии Костомукшского месторождения**

Се- рия	Свита (толща)	Подсвита (пачка)	Литолого-петрографический состав	Мощность, м
Гимольская	Кадиезерская	Третья рудно-сланцевая	Кварцево-биотитовые туфосланцы, переслаивающиеся с железистыми кварцитами и реже талько-хлоритовыми сланцами	150—620
		Вторая рудно-сланцевая	Железистые кварциты, туфосланцы, талько-хлоритовые сланцы	
		Первая рудно-сланцевая	Железистые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые сланцы, талько-хлоритовые сланцы	
	Межезерская		Плагипорфиры, геллефлинты, кварцево-биотитовые туфосланцы, вулканические брекчии, маломощные пласты железистых кварцитов, лептитовые гнейсы	40—500
	Костомукшская	Верхняя под-свита	Рибекито-магнетитовые, амфиболо-магнетитовые и биотитовые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые и биотито-карбонатные сланцы	40—350
		Средняя под-свита	Магнетитовые, биотитовые, грюнеритовые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые сланцы, биотито-карбонатные сланцы	
		Нижняя под-свита	Железистые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы, талько-хлоритовые сланцы	
	Нижняя толща	Пачка	Туфобрекчии, кварцево-биотитовые туфосланцы с прослоями графитистых кварцево-биотитовых и кварцево-серицитовых сланцев	0—80
		Пачка	Аркозы, слюдистые кварциты, параамфиболиты, амфиболовые парасланцы	120—200

месторождения) чередующиеся с биотитовыми гнейсами, аркозами и гранито-гнейсами.

Гимольская серия в пределах месторождения прорывается протерозойскими плагิโอ-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами, пегматитами и ультраосновными породами.

Наиболее сильному воздействию гранитов гимольская серия подверглась в южной и северной частях месторождения, где наблюдаются многочисленные гранитные жилы и мигматиты, образующиеся по породам гимольской серии. В этих частях месторождения под воздействием гранитов геллефлинты, плагипорфиры и кварцево-биотитовые туфосланцы переходят в лептитовые гнейсы или гнейсо-сланцы, в железистых кварцитах появляются кроссит, эгирин и эгирин-диопсид.

В пределах Костомукшского месторождения гимольская серия расчленена на следующие стратиграфические единицы (снизу вверх): нижнюю толщу, костомукшскую, межезерскую и кадиозерскую свиты (Чернов, 1964) (табл. 2).

Хедозеро-Большезерский район

Хедозеро-Большезерский железорудный район расположен между Костомукшским и Гимольским районами (рис. 4). В геологическом отношении он представляет собой синклинальную зону северо-западного простирания длиной 30 км при ширине 7 км, сложенную гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами протерозойского возраста. Рассматриваемая синклинальная зона с запада и востока ограничена архейскими и частично нижнепротерозойскими гранитоидами.

Геологическое строение данного района изучалось В. Н. Перевозчиковой, В. В. Носиковым, М. М. Стенарем. По данным М. М. Стенаря (Чернов, Стенарь, 1960), в Хедозеро-Большезерском районе выделяются три основные возрастные группы метаморфических пород: архейская, нижне- и среднепротерозойские (рис. 4).

Наиболее древние образования этого района — архейские гранитоиды, среди которых широко распространены плагиоклазовые гнейсограниты и граниты. Во многих местах эти породы подверглись мигматизации протерозойскими плагио-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами и превращены в порфиروبластические мигматиты.

Вторая крупная возрастная группа метаморфических пород, относящаяся по возрасту к нижнему протерозою, представлена образованиями гимольской и более молодой большезерской серий.

Гимольская серия этого района сложена различными гнейсами, магнетитовыми кварцитами и разнообразными сланцами.

К большезерской серии относятся метаморфизованные вулканические и частично осадочные породы, несогласно перекрывающие отложения гимольской серии. Большезерская серия состоит из двух толщ: нижней — осадочно-туфогенной, сложенной осадочными брекчиями, конгломератами, аркозами, туфобрекчиями, слоистыми туфами, местами ритмично-слоистыми, туфоконгломератами и туфопесчаниками; и верхней — представленной миндалевидными диабазами, диабазовыми порфирами, метадиабазами и метамандельштейнами. По времени образования эта толща основных пород соответствует сумскому отделу Костомукшского и Гимольского районов.

К третьей возрастной группе метаморфических пород относятся среднепротерозойские отложения, представленные полимиктовыми конгломератами, кварцито-песчаниками и кварцитами, с угловым несогласием перекрывающие породы большезерской и гимольской серий. На рис. 4 показаны геологическое строение Хедозеро-Большезерского района и распространенность вышеперечисленных возрастных групп метаморфических и магматических пород.

Гимольская серия в рассматриваемом районе стратиграфически расчленяется на две толщи — нижнюю и верхнюю.

Образования нижней толщи слагают большую часть территории распространения гимольской серии. В составе этой толщи преобладают биотитовые, гранато-биотитовые, ставролитовые, гранато-ставролитовые гнейсы, залегающие в нижних частях гимольской серии, а также слоистые кварцево-биотитовые, биотито-плагиоклазовые, эпидото-биотито-



Рис. 4. Геологическая карта Хедзеро-Большезерского района (по М. М. Стенарю):
 Гимольская серия: 1 — гранато-биотитовые, биотито-кварцевые, биотито-кварцево-плагноклазовые и другие сланцы и гнейсы; 2 — ставролитовые, гранато-ставролитовые и ставролитогранато-биотитовые гнейсы; 3 — слоистые амфиболсодержащие сланцы; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — мусковито-серицит-кварцевые сланцы, кварцитовидные породы с линзами кварцевых конгломератов; 6 — биотитовые и двуслюдяные (лептитовые) гнейсы. Большезерская серия: 7 — туфопесчаники и туфоконгломераты, андезит-дацитовые туфы и туфобрекчии; 8 — метадиабазы, метамандельштейны, диабазовые метапорфиры, зеленые сланцы. Средний протерозой: 9 — кварциты, аркозы и полимиктовые конгломераты; 10 — метагаббро-диабазы; 11 — граниты, аплиты и пегматиты; 12 — мигматит-граниты; 13 — порфиробластические мигматиты; 14 — мигматизированные гнейсо-гранодиориты; 15 — элементы залегания сланцеватости.

плагноклазовые, роговообманково-плагноклазовые сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма алюмосиликатных терригенных осадков.

Значительно в меньшей степени развиты слоистые биотито-кварцевые и кварцево-биотитовые хлоритизированные туфогенные сланцы с отдельными прослоями гранато-амфиболового состава, аналогичные туфогенным сланцам Гимольского и Костомукшского районов.

Железистые кварциты и сланцы, среди которых наибольшим распространением пользуются роговообманково-грюнеритовые, биотито-грюнеритовые, магнетито-грюнеритовые петрографические разности, встречаются сравнительно редко. Они переслаиваются с туфогенными сланцами и графитистыми пиритсодержащими сланцами и залегают в виде пластов и линз мощностью от 0,5 до 5 м в верхней части нижней толщи.

Изредка наблюдаются согласные тела ортоамфиболитов.

Породы верхней толщи гимольской серии в Хедозеро-Большезерском районе слагают ядро синклинальной структуры, согласно перекрывающая породы нижней толщи. В основании этой толщи залегают слюдисто-полевошпато-кварцевые гранатсодержащие сланцы, переслаивающиеся с кварцево-мусковитовыми сланцами и кварцевыми конгломератами.

Верхняя часть разреза толщи представлена однородными плотными биотитовыми лептитовыми гнейсами, содержащими участками бластопорфировые выделения кислого плагноклаза и кварца. Эти гнейсы образовались, вероятно, за счет метаморфизма кислых эффузивов и, частично, туфогенных пород. По своему химическому составу и текстурным особенностям лептитовые гнейсы Хедозеро-Большезерского района имеют большое сходство с аналогичными гнейсами Гимольского района и стратиграфически сопоставимы с межезерской свитой гимольской серии железорудных районов западной Карелии. Мощность отложений верхней толщи составляет 200—250 м.

Район Тумбареченских магнитных аномалий

Тумбареченские магнитные аномалии расположены в северо-западной части Суоярвского района, между Гимольским и Хедозеро-Большезерским железорудными районами, и приурочены к узкой полосе кристаллических пород гимольской серии, залегающих среди обширного поля докембрийских гранитоидов.

Первые исследователи этого района (Г. Т. Макеенко, О. Н. Немова) образования гимольской серии и окаймляющие их олигоклазовые гнейсо-граниты отнесли по возрасту к нижнему архею.

Протерозойскими породами эти исследователи считали лишь конгломераты, аркозы, кварциты, метадиабазы и интрузивные габбро-диабазы, которые в настоящее время большинством геологов рассматриваются как среднепротерозойские образования.

Исходя из современных представлений о геологическом строении и стратиграфии карелид западной Карелии (Кратц, 1963; Чернов, 1964), в Тумбареченском районе можно выделить, по крайней мере, три крупные возрастные группы метаморфических и магматических пород, которые находят своих аналогов в других районах Западно-Карельской структурно-фациальной зоны: архейскую, нижнепротерозойскую и среднепротерозойскую.

Наиболее древними и широко распространенными породами района являются архейские олигоклазовые гнейсо-граниты, которые по минералогическому составу и структурно-текстурным признакам не отличаются от древних гранитоидов других железорудных районов западной Каре-

лии и, в частности, от Гимольского железорудного района, где их обломки попадают в галечный материал базальных конгломератов гимольской серии. Эти древние гранитоиды прорываются и мигматизируются более молодыми (нижнепротерозойскими) плагио-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами и их пегматитами. Гнейсовидность в гнейсо-гранитах имеет субмеридиональное простирание (СЗ 310—330°) и крутые углы падения на юго-запад и северо-восток.

Вторая крупная возрастная группа метаморфических пород, относящаяся по возрасту к нижнему протерозою, представлена отложениями гимольской и большезерской серий. Образования гимольской серии в Тумбареченском районе имеют незначительное распространение. Они наблюдаются в виде узких прерывистых полос, располагающихся среди архейских и протерозойских гранитоидов, и являются, видимо, корневыми частями глубоко эродированных синклинальных структур.

Среди пород гимольской серии по составу выделяются туфогенные плагиоклазо-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы, магнетитовые кварциты, роговообманковые гнейсо-сланцы, «пятнистые» плагиоклазо-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы с обособлениями хлорита и серицита, гранато-биотитовые и гранато-амфиболовые гнейсо-сланцы.

Породы характеризуются мелко- и среднезернистым сложением, сланцеватой и полосчатой текстурой. Простирание пород от северо-западного (330°) до меридионального, с крутыми (до 80°) углами падения.

Предположительно к большезерской серии могут быть отнесены метаморфизованные эффузивные породы, которые протягиваются в виде узкой прерывистой полосы от оз. Волома в юго-восточном направлении на расстояние около 20 км, а также слагают отдельные небольшие участки в разных частях района.

В составе этой серии выделяются метадиабазы, диабазовые метапириты и разнообразные зеленые сланцы. Простирание сланцеватости пород СЗ 300—350° с различными направлениями и крутыми углами падения. Верхняя стратиграфическая граница образований большезерской серии определяется присутствием галек основных эффузивных пород в среднепротерозойских конгломератах.

Вероятно, большезерской серии принадлежат также маломощные тела габбро-норитов и пироксенитов, прорывающие архейские гранитоиды.

К третьей возрастной группе метаморфических пород относятся среднепротерозойские отложения, представленные разнообразными конгломератами, аркозами и кварцитами. По данным Г. П. Макеевко и О. Н. Немовой, конгломераты залегают в основании среднепротерозойских отложений и являются базальными образованиями. Они распространены в северо-восточной и юго-западной частях района в виде двух прерывистых полос северо-западного простирания.

По составу галечного материала среди конгломератов выделяется несколько разновидностей:

- 1) конгломераты с галькой метадиабазов и с подчиненным количеством галек гранитов;
- 2) конгломераты, состоящие в основном из галек гранитов;
- 3) конгломераты, состоящие преимущественно из кварцевых галек и содержащие редкие гальки пегматита.

По возрасту конгломераты относятся, видимо, к сарилийскому отделу среднего протерозоя. Аркозовые кварциты и кварцево-серицитовые сланцы ятулийского возраста распространены к северу и северо-востоку от д. Гонгинаволоков и к югу от оз. Волома, где они слагают мощные толщи.

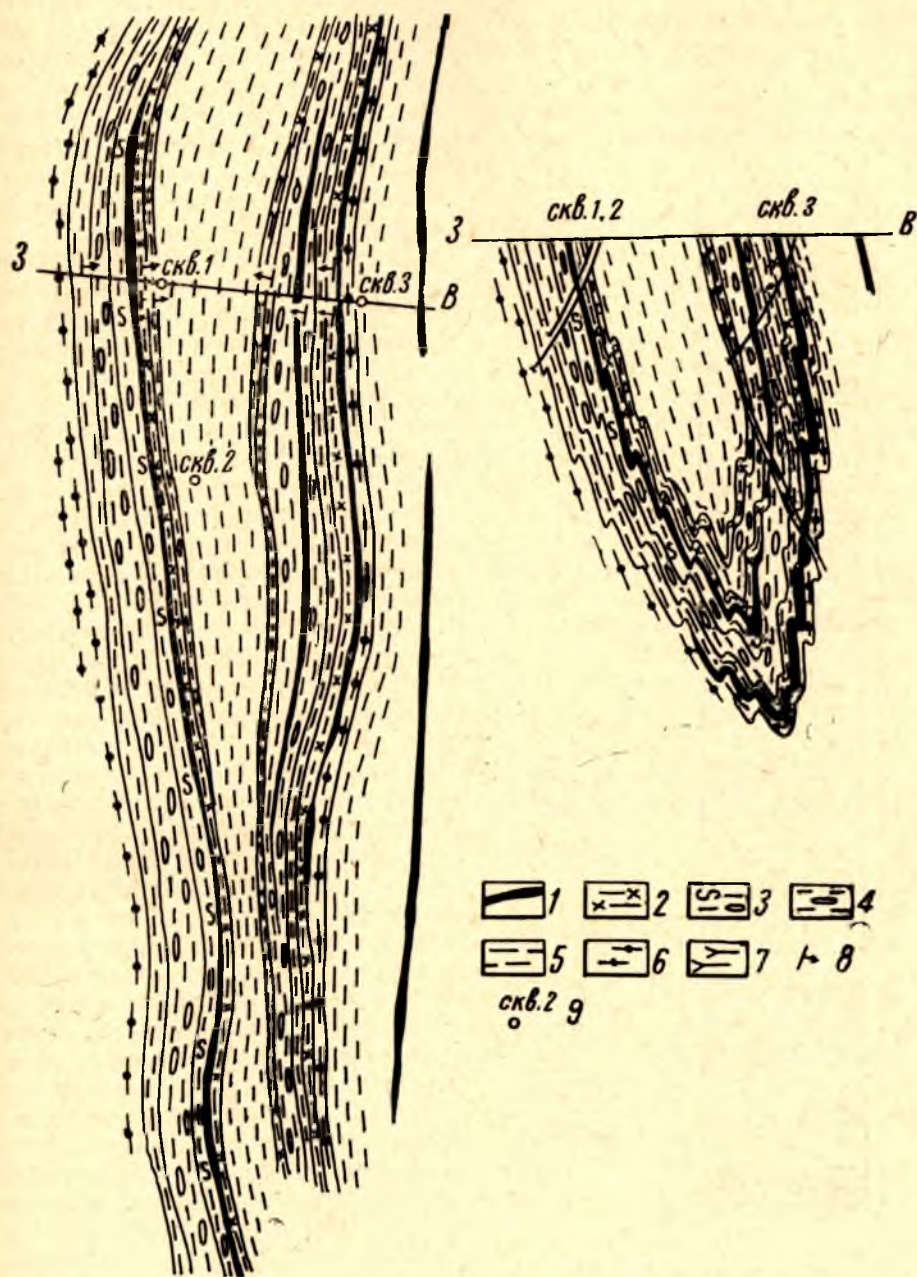


Рис. 5. Геологическая карта Тумбарченского участка магнитных аномалий (составлена В. Я. Горьковцом, В. М. Черновым, К. А. Ининой, М. Б. Раевской с использованием материалов СЗТГУ):

1 — железистые кварциты; 2 — гранато-кварцево-биотитовые, гранато-биотитовые, гранато-амфиболовые гнейсо-сланцы, гранатиты; 3 — «пятнистые» кварцево-биотитовые и серицитовые туфогенные гнейсо-сланцы; 4 — «пятнистые» кварцево-биотитовые с хлоритом гнейсо-сланцы; 5 — биотито-полевошпато-кварцевые и полевошпато-кварцево-биотитовые туфогенные гнейсо-сланцы; 6 — амфиболовые сланцы; 7 — граниты; 8 — направление роста ритмичной слоистости; 9 — номера разведочных скважин.

Самыми молодыми докембрийскими образованиями района Тумба-реки являются интрузивные породы основного состава, представленные габбро-диабазами, прорывающими (по данным Г. П. Макеенко) средне-протерозойские образования севернее д. Гонгинаволоок и западнее оз. Во-лома.

Наиболее подробно вещественный состав пород гимольской серии и их стратиграфические взаимоотношения изучены на участке Тумбареченской магнитной аномалии, расположенной в среднем течении р. Чиа-с, к западу от д. Гангинаволоок.

Тектоническое строение этого участка было расшифровано нами на основании детального структурно-литологического изучения керна разведочных скважин, а также анализа геофизических и геологических материалов предыдущих исследователей (О. Н. Немовой). Здесь породы гимольской серии залегают в небольшой синклинальной структуре северо-западного простирания, крылья которой падают моноклинально на северо-восток под углами $70-80^\circ$. Рассматриваемая синклиналь сложена преимущественно ритмичнослоистыми туфогенными олигоклаз-кварцево-биотитовыми гнейсо-сланцами, а также неяснополосчатыми «пятнистыми» олигоклаз-кварцево-биотитовыми гнейсо-сланцами с очковыми обособлениями, выполненными хлоритом и серицитом. Значительно меньше распространены лептитовые гнейсы, в которых наблюдаются реликты порфировой структуры. Судя по химическому и минеральному составу, а также наличию реликтов порфировой структуры, можно предполагать, что лептитовые гнейсы этого района произошли благодаря метаморфизму кислых эффузивов.

Вторая широко развитая группа представлена железистыми кварцитами и сланцами, среди которых наиболее распространены следующие петрографические разности: грьонерито-магнетитовые, роговообманково-грьонерито-магнетитовые, магнетито-грьонеритовые и существенно грьонеритовые полосчатые кварциты.

Вышеперечисленные разности железистых кварцитов переслаиваются с ритмичнослоистыми олигоклаз-кварцево-биотитовыми гнейсо-

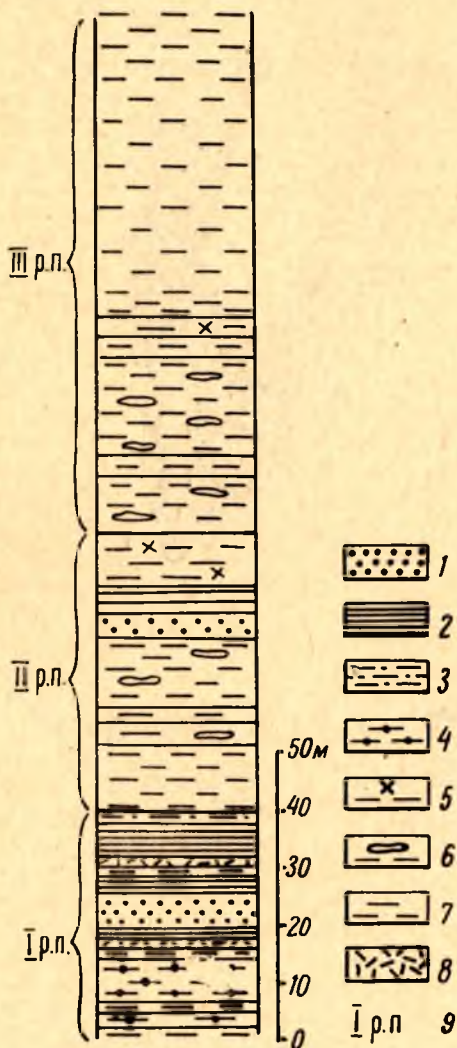


Рис. 6. Сводная стратиграфическая колонка пород Тумбареченской магнитной аномалии:

1 — магнетитовые, грьонерито-магнетитовые кварциты; 2 — грьонеритовые, гранато-грьонеритовые, роговообманково-грьонеритовые кварциты; 3 — графитистые гнейсо-сланцы; 4 — кварцево-амфиболовые гнейсо-сланцы; 5 — кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы с гранатом (туфогенные); 6 — «пятнистые» кварцево-биотитовые с хлоритом туфогенные гнейсо-сланцы; 7 — биотито-полевошпато-кварцевые туфогенные гнейсо-сланцы; 8 — лептитовые гнейсы; 9 — I, II, III рудно-сланцевые пакки.

сланцами и залегают в виде четырех прерывистых горизонтов мощностью от 2,2 до 10 м.

В западной и восточной частях участка также наблюдаются амфиболовые сланцы, переслаивающиеся местами с кварцево-биотитовыми туфогенными гнейсо-сланцами.

Стратиграфически породы гимольской серии расчленяются на три рудно-сланцевые пачки: первую, вторую и третью (снизу вверх) (рис. 6).

Гимольский железорудный район

Гимольский железорудный район расположен в западной Карелии, в 180 км северо-западнее г. Петрозаводска. Геология и стратиграфия этого района изучались многими исследователями (А. П. Клокова, В. И. Намоюшко, К. К. Судиславлев, К. К. Хазанович, А. Н. Иванов, К. О. Кратц, В. М. Чернов). В настоящей работе в основу геологического описания и стратиграфического расчленения метаморфических пород Гимольского района положены исследования Института геологии (г. Петрозаводск), проведенные в 1952—1957 и 1963—1964 гг. (Чернов, 1964; Чернов и др., 1966).

Геологические образования Гимольского района представлены преимущественно протерозойскими, разнообразными по составу и в различной степени метаморфизованными первичноосадочными, вулканическими и глубинными изверженными породами, а также архейскими гранитоидами, являющимися фундаментом для протерозойских толщ.

Архейские гранитоиды имеют небольшое распространение (рис. 7) и детально не изучались. Среди них по составу выделяются плагиоклазовые гнейсо-граниты, гранодиориты и огнейсованные кварцевые диориты, образующие, вероятно, единый интрузивный комплекс. О возрасте гранитоидов, подстилающих протерозойские супракрустальные образования Гимольского района, свидетельствует их изотопный возраст — 2540 млн. лет, определенный К-Аг-методом по слюде пегматита из гальки базальных конгломератов гимольской серии района оз. Суккозера.

Согласно принятой стратиграфической схеме докембрия Карелии (Кратц, 1963), супракрустальные образования рассматриваемого района расчленяются на два крупных комплекса — нижнекарельский и верхнекарельский, относящихся к нижнему и среднему протерозою Карелии. Самые древние из нижнекарельских образований выделяются в гимольскую серию и принадлежат нижнему лопскому отделу, а более молодые отложения большезерской серии предположительно относятся к верхнему сумскому отделу нижнего протерозоя.

Верхнекарельские образования представлены отложениями сариолийского, частью ятулийского отделов среднего протерозоя. Основные черты геологического строения рассматриваемого района определяются двумя синклинальными структурами северо-западного простирания, сложенными метаморфическими породами гимольской серии. Юго-западная, Гимольская, синклиналь расположена на восточном берегу Гимольского озера, где ось ее воздымается на северо-запад. С юго-запада и северо-востока она ограничена антиклинальными поднятиями, в которых выступают архейские гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты, прорывающие их протерозойские граниты и связанные с ними мигматиты. В средней части этой синклинали расположено Гимольское месторождение железистых кварцитов. Геологическое строение месторождения показано на рис. 7.

Вторая синклиналь, Суккозерская, находящаяся северо-восточнее первой, расположена к юго-востоку и востоку от оз. Суккозера. Она услож-

нена центральным антиклинальным поднятием, в котором обнажаются главным образом протерозойские граниты. Крупными сбросами, занятыми интрузиями протерозойских габбро-диабазов, эта структура разбита на блоки и отделена с юго-запада от архейских пород. Северо-восточное крыло структуры скрывается под покровом метадиабазов более молодой большезерской серии. К западному крылу этой сравнительно крупной синклинали приурочено Межезерское месторождение железистых кварцитов, а к восточному — залежи железистых кварцитов Заозерного участка месторождения. Более молодые, чем гимольская серия, образования нижнего протерозоя относятся к большезерской серии и распространены в восточной части района, где они представлены

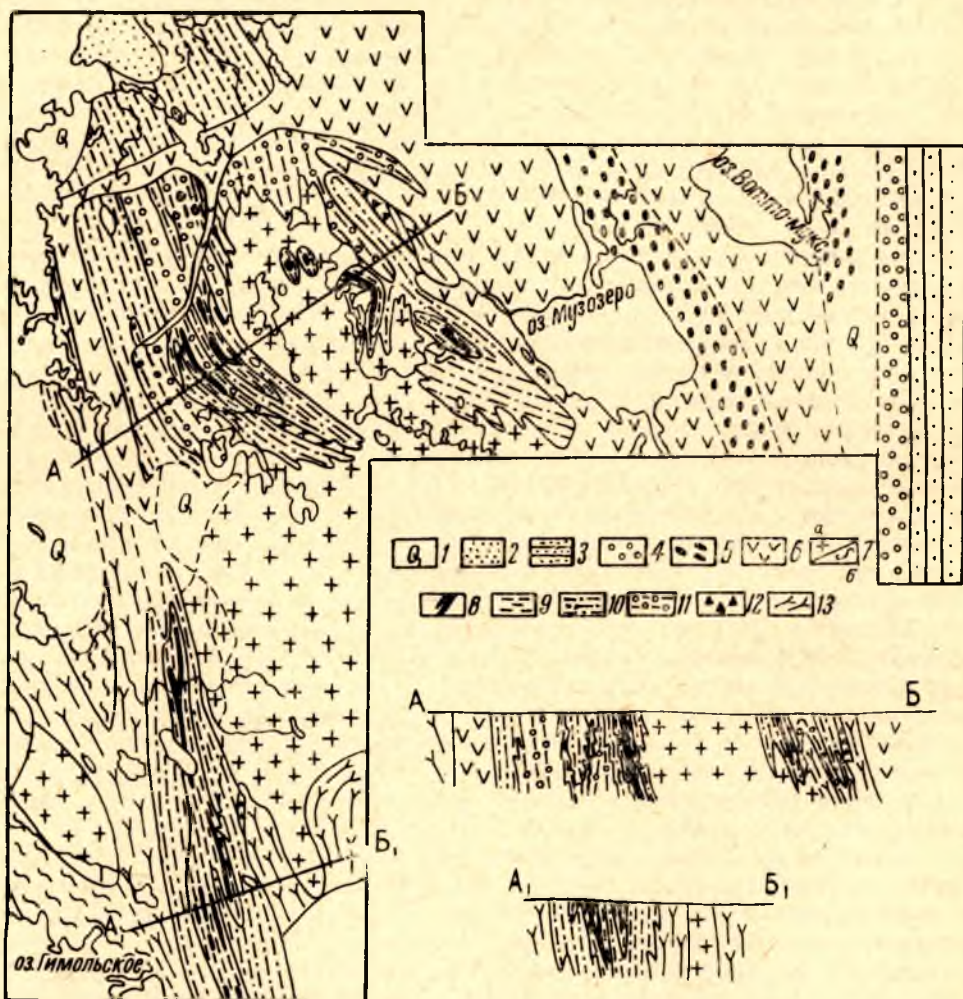


Рис. 7. Схема геологического строения Гимольского железорудного района (составлена В. М. Черновым с использованием материалов СЗТГУ):

1 — четвертичные отложения. Средний протерозой: 2 — аркозы; 3 — кварциты; 4 — кварцевые конгломераты с прослоями аркозов; 5 — гранитные и полимиктовые конгломераты. Нижний протерозой: 6 — метадиабазы, метамандельштейны, диабазовые вулканические брекчии, метагаббро-диабазы, метагаббро; 7 — а) микроклиновые, плагио-микроклиновые граниты, б) их мигматиты; 8 — железистые кварциты и сланцы; 9 — кварцево-биотитовые туфогенные сланцы, кварцево-мусковитовые, биотито-мусковитовые сланцы, кварцево-биотитовые графитистые сланцы; 10 — лептитовые гнейсы, плагиопорфиры, полевошлато-амфиболовые сланцы по андезитам, кварцево-биотитовые туфосланцы; 11 — гранитные конгломераты и туфоконгломераты; 12 — туфобрекчии. Архей: 13 — огнейсованные плагиограниты и гранодиориты.

главным образом основными эффузивными породами, среди которых выделяются диабазовые вулканические брекчии, метамандельштейны и эффузивные метадиабазы. Кроме этого, часто встречаются гипабиссальные интрузивные аналоги перечисленных вулканитов, представленные метагаббро-диабазами и интрузивными метадиабазами. На гимольскую и большезерскую серии с угловым несогласием полого налегают разнообразные осадочно-метаморфические породы среднего протерозоя.

В рассматриваемом районе гимольская серия интенсивно смята в изоклинальные складки и прорывается нижнепротерозойскими гранитами, а также интрузивными телами основных пород сумского возраста. В отличие от них среднепротерозойские отложения смяты в складки с пологими углами падения ($30-60^\circ$) и не интродуцируются гранитами.

Ограничивая вышеприведенным описанием общей геологии и стратиграфии района, более подробно остановимся на стратиграфическом расчленении гимольской серии и ее взаимоотношениях с древним фундаментом.

По данным Чернова (1964), гимольская серия в этом районе сложена последовательно залегающими четырьмя свитами метаморфических пород (снизу вверх): суккозерской, костомукшской, межезерской и кадиозерской.

Кадиозерская	Лептитовые гнейсы, туфосланцы, магнетитовые и амфиболовые кварциты, кварцево-биотитовые графитистые гнейсо-сланцы с пиритом	70—80 м,
Межезерская	Лептитовые гнейсы, туфобрекчии, туфосланцы, кварцево-полевошпато-биотитовые гнейсо-сланцы	200—500 м,
Костомукшская	Кварцево-мусковитовые, кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы, магнетитовые, биотито-магнетитовые кварциты, лептитовые гнейсы	0—250 м,
Суккозерская	Конгломераты, туфоконгломераты, туфобрекчии, маломощные пласты кварцево-биотитовых и полевошпато-амфиболовых порфиробластических сланцев, метаандезиты	300—450 м.

Породы выделенных свит наиболее полно представлены в районе Межезерского железорудного месторождения, геологическое строение которого показано на рис. 8.

Суккозерская свита в районе Межезерского месторождения образует полосу шириной 300—700 м, прослеживающуюся в меридиональном направлении на расстоянии 4,5—5,5 км.

Стратиграфически она расчленяется на 4 пачки (снизу вверх) (рис. 9):

I — пачка биотито-амфиболовых сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма андезитовых лав. Мощность 0—70 м.

II — пачка туфоконгломератов с прослоями гранитных конгломератов. Мощность 280 м.

III — пачка мелкообломочных туфобрекчий и полевошпато-амфиболовых порфиробластических сланцев. Мощность 15—20 м.

IV — пачка гранитных конгломератов с прослоями туфоконгломератов и лептитовых гнейсов. Мощность 100—250 м.

Общая мощность пород суккозерской свиты составляет 300—450 м.

Вышележащая костомукшская свита в Гимольском районе наблюдается лишь на Межезерском месторождении, где ее породы слагают

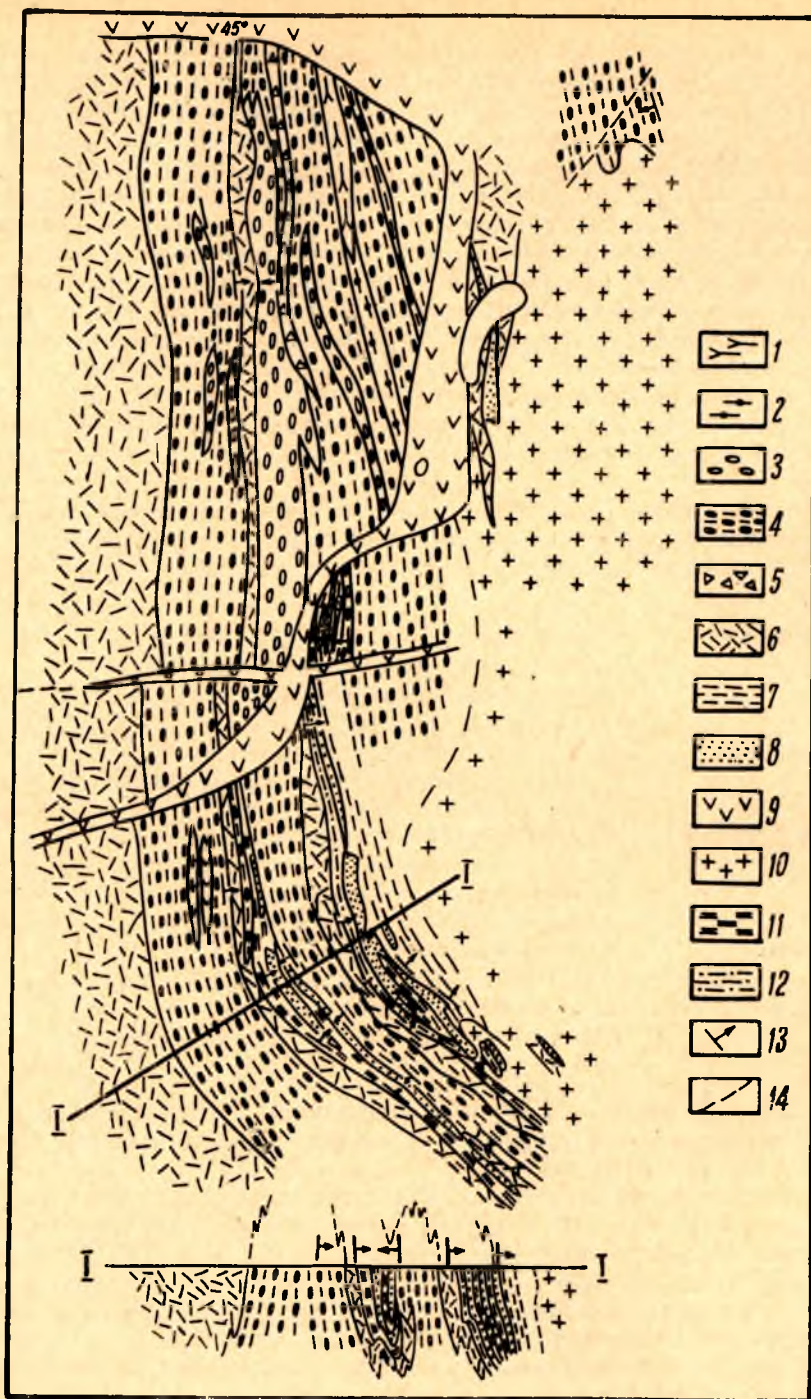


Рис. 8. Геологическая карта Межезерского железорудного месторождения (составлена В. М. Черновым, В. Я. Горьковцом, К. А. Ининой, М. Б. Раевской с использованием ядерного материала СЗТГУ):

1 — гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты архея; 2 — полевошпато-амфиболовые сланцы по андезитам; 3 — «гранитные» конгломераты; 4 — туфоконгломераты; 5 — туфобрекчии; 6 — лептитовые гнейсы; 7 — кварцево-биотитовые и биотито-полевошпато-кварцевые туфогенные гнейсо-сланцы; 8 — железистые кварциты; 9 — метагаббро-диабазы; 10 — плагио-микроклиновые граниты; 11 — мусковито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы; 12 — биотито-полевошпато-кварцевые графитистые гнейсо-сланцы; 13 — направление роста ритмичной слоистости; 14 — линии тектонических нарушений.

«западную рудную полосу». Породы межезерской свиты наиболее хорошо обнажены западнее Межезерского месторождения, где они представлены глубоко метаморфизованными кислыми эффузивами и их туфами, превращенными в лептитовые гнейсы и гнейсо-сланцы. В гимольской синклинали (на Гимольском месторождении) они сохраняют свой первичный облик (геллефлинты, плагиопорфиры).

Породы кадиозерской свиты широко распространены в гимольской и суккозерской синклиналях. Наиболее хорошо литолого-стратиграфический разрез этой свиты изучен на Гимольском месторождении, представляющем собой крупную синклинальную структуру. Здесь кадиозерская свита расчленяется на две рудно-сланцевые пачки, каждая из которых представляет собой крупный седиментационный цикл, усложненный ритмичностью разного масштаба, вплоть до ритмичной слоистости. Цикличность строения рудно-сланцевых пачек заключается в том, что нижние их части сложены разнообразными кристаллическими сланцами, среди которых преобладают кварцево-биотитовые туфогенные сланцы, часто содержащие гранат, графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы, иногда с «пятнистой» текстурой, реже встречаются амфиболо-гранатовые и гранатовые разности сланцев и магнетитовые кварциты. Верхние части рудно-сланцевых пачек сложены железистыми кварцитами или амфиболо-гранатовыми сланцами (рис. 10).

Гимольский район представляет большой интерес в том отношении, что это единственное место в западной Карелии, где отчетливо устанавливается стратиграфическое положение гимольской серии среди других докембрийских комплексов.

Нижняя стратиграфическая граница гимольской серии определяется базальными конгломератами суккозерской свиты, залегающими на архейских гнейсо-гранитах и содержащими обломочный материал этих гранитов.

Непосредственные взаимоотношения конгломератов гимольской серии с гнейсо-гранитами архейского основания наблюдались нами на двух участках (в восточном краю и западном крыле синклинальной структуры). В районе Межезерского месторождения контакт конгломератов с древним фундаментом наблюдается в 850 м северо-западнее оз. Окунового, в крыле небольшой антиклинали, ядро которой сложено гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами. Здесь в заболоченной лошине обнажается невысокая гряда коренных пород, протягивающаяся в широтном направлении в виде уступа длиной 40 м. Западная и средняя части уступа сложены серыми и темно-серыми средне- и крупнозернистыми гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами, пересеченными многочисленными жилами пегматита, аплита и розового плагио-микроклинового гранита (рис. 11).

В восточной части уступа на гнейсо-граниты налегают гранитные конгломераты, на 95% состоящие из крупных глыб гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов, вытянутых в виде стержневидных и линзообразных обособлений согласно неровной поверхности плоскости контакта.

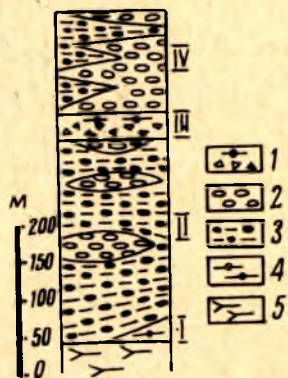


Рис. 9. Стратиграфическая колонка суккозерской свиты (р-н Межезерского месторождения):

1 — мелкообломочные туфобрекчии; 2 — «гранитные» конгломераты; 3 — туфоконгломераты; 4 — полевшпато-амфиболовые сланцы по андезитам; 5 — гранитоиды архея.

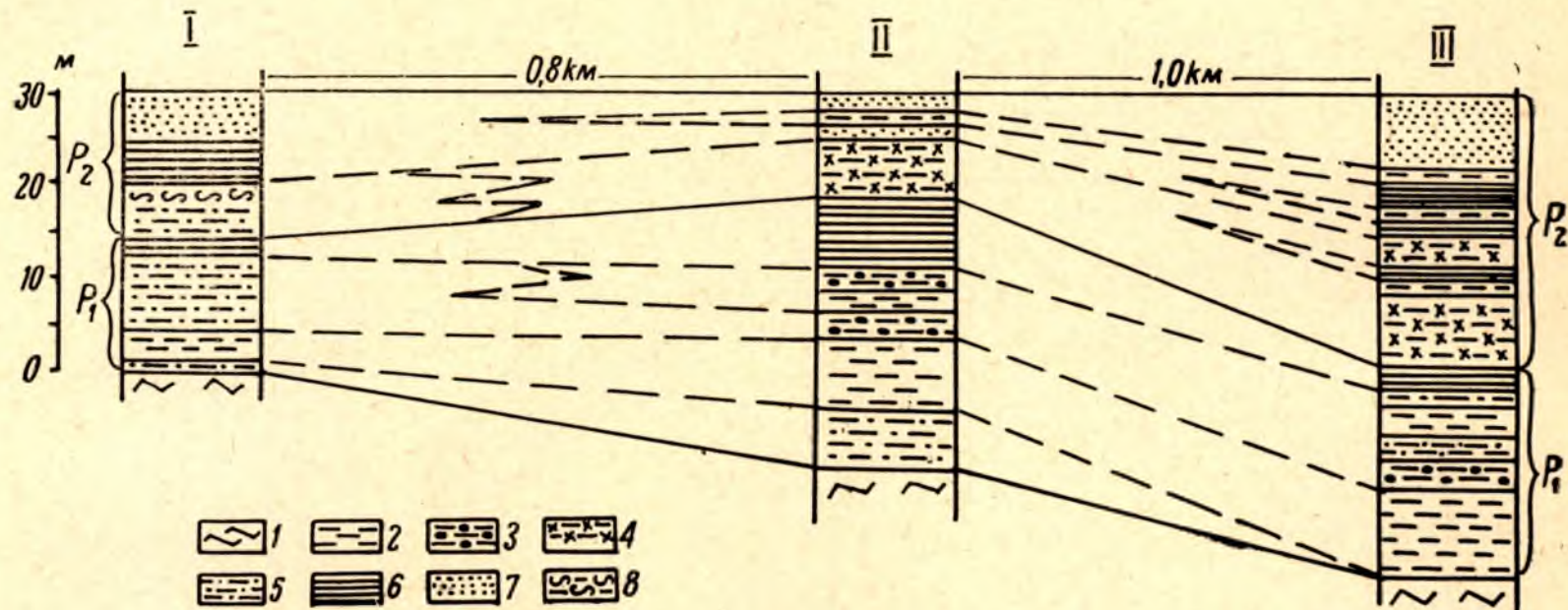


Рис. 10. Литолого-стратиграфические разрезы первой рудно-сланцевой пачки кадиозерской свиты западного (I, II) и восточного (III) крыльев структур Гимольского месторождения:

1 — геллефлинты, плагиопорфиры, кварцево-серицитовые сланцы межезерской свиты; 2 — кварцево-биотитовые туфогенные сланцы; 3 — порфиробластические («пятнистые») кварцево-биотитовые сланцы; 4 — биотито-гранатовые, амфиболо-гранатовые сланцы; 5 — графитистые кварцево-биотитовые сланцы; 6 — биотитовые и амфиболовые железистые кварциты; 7 — магнетитовые кварциты; 8 — графитистые кварцево-серицитовые сланцы.

Контакт гнейсо-гранитов с конгломератами имеет северо-западное простирание (325°) и падение на северо-восток под углом 80° . Размеры обломков огнейсованных плагиогранитов непосредственно у контакта с древними гранитоидами достигают 0,5—1,5 м по длинной оси при 0,35—0,4 м в поперечнике. Гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты галечного материала макроскопически не отличаются от аналогичных пород

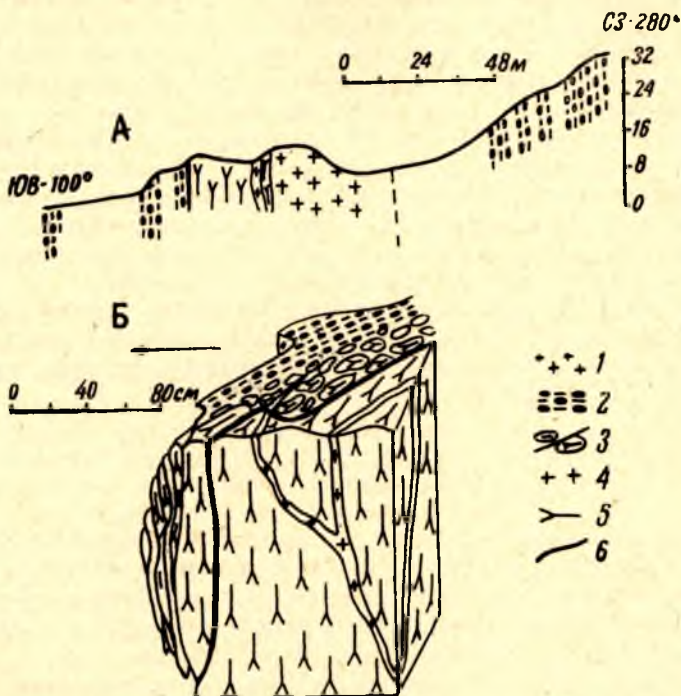


Рис. 11. Взаимоотношения архейских гнейсо-гранитов с конгломератами суккозерской свиты: А — геологический разрез, Б — деталь разреза:

1 — аплитовидные граниты; 2 — туфоконгломераты; 3 — конгломераты с гальками гнейсо-гранитов, гнейсо-гранодиоритов и обломками кварцево-биотитовых лептитовидных гнейсо-сланцев; 4 — протерозойские пегматиты; 5 — гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты архея; 6 — линия контакта.

фундамента. При микроскопическом изучении устанавливается, что плагиоклаз гранитов галечного материала, сохраняя идиоморфные очертания, интенсивно замещается вторичными минералами (альбит, серицит, микроклин, эпидот, карбонат).

Мощность зоны крупнообломочных гранитных конгломератов составляет 0,5—1 м. Затем они переходят в обломочные породы, состоящие на 30—35% из развальнованных галек гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов и на 40—45% из галек кварцево-полевошпато-биотитовых лептитовидных мелко- и среднезернистых пород. Гальки скреплены кварцево-биотитовыми сланцами, по минералогическому составу сходными с галечным материалом. Размер галек значительно уменьшается и не превышает 10—15 см в поперечнике. Судя по составу обломочного материала, эти породы относятся к группе туфоконгломератов и образовались за счет разрушения гранитоидов древнего фундамента и перемыва вулканических продуктов извержений. Мощность этих пород составляет 150—300 м.

Второй контакт гимольской серии с породами архейского основания наблюдался нами в восточном крыле суккозерской структуры, в 3,5 км северо-западнее оз. Музозера (Чернов, 1964). Здесь в многочисленных скальных выходах обнажаются архейские крупнозернистые порфировидные плагиограниты, которые местами секутся извилистыми маломощными (1—3 см) жилами плагио-микроклинового гранита. Плагиограниты огнейсованы в направлении СЗ 300—315° с падением на юго-запад под углами 40—60°. На плагиограниты налегают гранитные конгломераты мощностью 2,5—3 м, в зоне контакта с которыми плагиограниты сильно огнейсованы, частью милонитизированы, причем гнейсовидность их совпадает с простираанием и падением плоскости контакта.

Галечный материал в конгломератах состоит исключительно из среднезернистых гнейсо-гранитов, не отличающихся по составу и структуре от подстилающих гранитов. Местами встречаются редкие гальки жильного белого кварца. Галечный материал хорошо окатан, составляет 30—40% объема породы, имеет размеры от 2 до 7 см в диаметре и цементруется серыми кварцево-биотитовыми сланцами.

Верхняя стратиграфическая граница гимольской серии в этом районе устанавливается тем, что ее породы прорываются нижнепротерозойскими гранитами, а также габбро-диабазам, эффузивы которых подстилают сариолийские отложения среднего протерозоя.

Совдозерский район

В Совдозерском железорудном районе, расположенном в 30 км юго-восточнее Гимольского района, железистые кварциты приурочены к узкой полосе пород гимольской серии, которая протягивается в северо-западном направлении вдоль р. Безглазой и по берегам системы озер Совдозеро — Хейзъярви — Руогъярви на расстояние 20 км.

Железистые кварциты в настоящее время известны в юго-восточной части этой полосы, на восточном берегу оз. Совдозера, где они слагают Совдозерское железорудное месторождение, и в зоне магнитных аномалий реки Безглазой (рис. 12). В геологическом строении Совдозерского района принимают участие три крупные возрастные группы пород, соответственно относящиеся к архею, нижнему протерозою и среднему протерозою. Архейские образования, являющиеся фундаментом карелид, как в Костомукшском, Большезерском и Гимольском железорудных районах, сложены плагиоклазовыми гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами. Широкие площади этих пород, прорванные и мигматизированные нижнепротерозойскими плагио-микроклиновыми гранитами, наблюдаются в восточной части района, где они ограничивают восточный край полосы пород гимольской серии.

Западная часть района сложена среднепротерозойскими отложениями, которые представлены здесь разнообразными обломочными породами и метаморфизованными мощными лавовыми потоками основных эффузивов.

Среди первичноосадочных пород наиболее широко развиты разнообразные по текстурным особенностям аркозы и кварциты. Местами в основании разреза среднепротерозойских отложений залегают мощные толщи гранитных и полимиктовых конгломератов, с угловым несогласием лежащие на породах гимольской серии (западный берег оз. Руогъярви). При северо-западном простираании среднепротерозойские породы имеют сравнительно пологие углы падения (20—50°) и во многих местах рассечены мощными пластовыми интрузиями метагаббро-диабазов и ме-

тагаббро. Рассматриваемый участок среднепротерозойских отложений в структурно-тектоническом отношении представляет собой часть восточного края крупной наложенной мульды, известной в геологической литературе под названием Янгозерской.

Поскольку среднепротерозойские отложения не служат объектом нашего исследования, ограничим их описание приведенными данными.

Нижнепротерозойские отложения, представленные породами гимольской серии, как уже указывалось, протягиваются вдоль западного и частично восточного берега системы озер Совдозеро — Хейзъярви — Роугъярви и прослежены в северо-западном направлении на расстоянии 20 км, при ширине полосы 0,5—3 км. Юго-восточное и северо-западное окончания этой полосы гимольской серии не известны, ввиду плохой обнаженности района. Отрывочные данные позволяют предполагать, что эта структурно-тектоническая зона, выполненная породами гимольской серии, в северо-западном направлении протягивается на значительное расстояние и достигает района д. Сельги, где в обнажениях и разведочных скважинах обнаружены кварцево-биотитовые туфогенные и филлитовидные сланцы, очень похожие на аналогичные породы гимольской серии.

С востока рассматриваемая зона гимольской серии ограничена антиклинальным поднятием, сложенным архейскими гранитоидами, которые прорваны и мигматизированы интрузиями протерозойских гранитов.

В структурно-тектоническом отношении рассматриваемая полоса гимольской серии представляет собой, видимо, восточное крыло крупной синклинальной структуры, ядро и западное крыло которой скрыты под среднепротерозойскими отложениями.

Стратиграфически гимольская серия Совдозерского района расчленяется на две толщи (Чернов, 1966): нижнюю и верхнюю.

1) Нижняя толща сложена разнообразными по составу, текстурным особенностям и происхождению амфиболовыми сланцами, амфиболитами, циклично чередующимися с железистыми кварцитами, графитистыми кварцево-мусковитовыми, кварцево-биотитовыми и кварцево-хлоритовыми парасланцами.

В наиболее хорошо изученных стратиграфических разрезах в составе нижней толщи выделяются четыре циклично построенных пачки пород. Нижние части пачек сложены амфиболитами и амфиболовыми сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма основных эффузивов и их туфов, верхние части представлены метаморфизованными осадочными образованиями, среди которых выделяются железистые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые сланцы, мусковито-кварцевые сланцы.

В виде маломощных полос в составе рассматриваемой толщи встречаются также хорошо выдержанные по простиранию маломощные пласты лептитовых гнейсов, местами имеющие секущие контакты с вмещающими породами. Эти лептитовые гнейсы, также как и в ранее рассмотренных районах, образовались, вероятно, за счет метаморфизма кислых и средних по химическому составу лав или их туфов. Мощность — 600—700 м.

2) Верхняя толща развита в западной части полосы пород гимольской серии, вдоль западных берегов р. Безглазой и озер Совдозеро и Хейзъярви. Состав и строение этой толщи известны по данным разведочных скважин Совдозерского месторождения.

На этом участке верхняя толща состоит из чередующихся эффузивных пластов плагиопорфиров, железистых кварцитов и разнообразных сланцев, среди которых преимущественно распространены хлорито-кварцевые, филлитовидные графитистые биотито-хлорито-серицитовые сланцы и туфогенные хлорито-серицито-полевошпатовые сланцы.

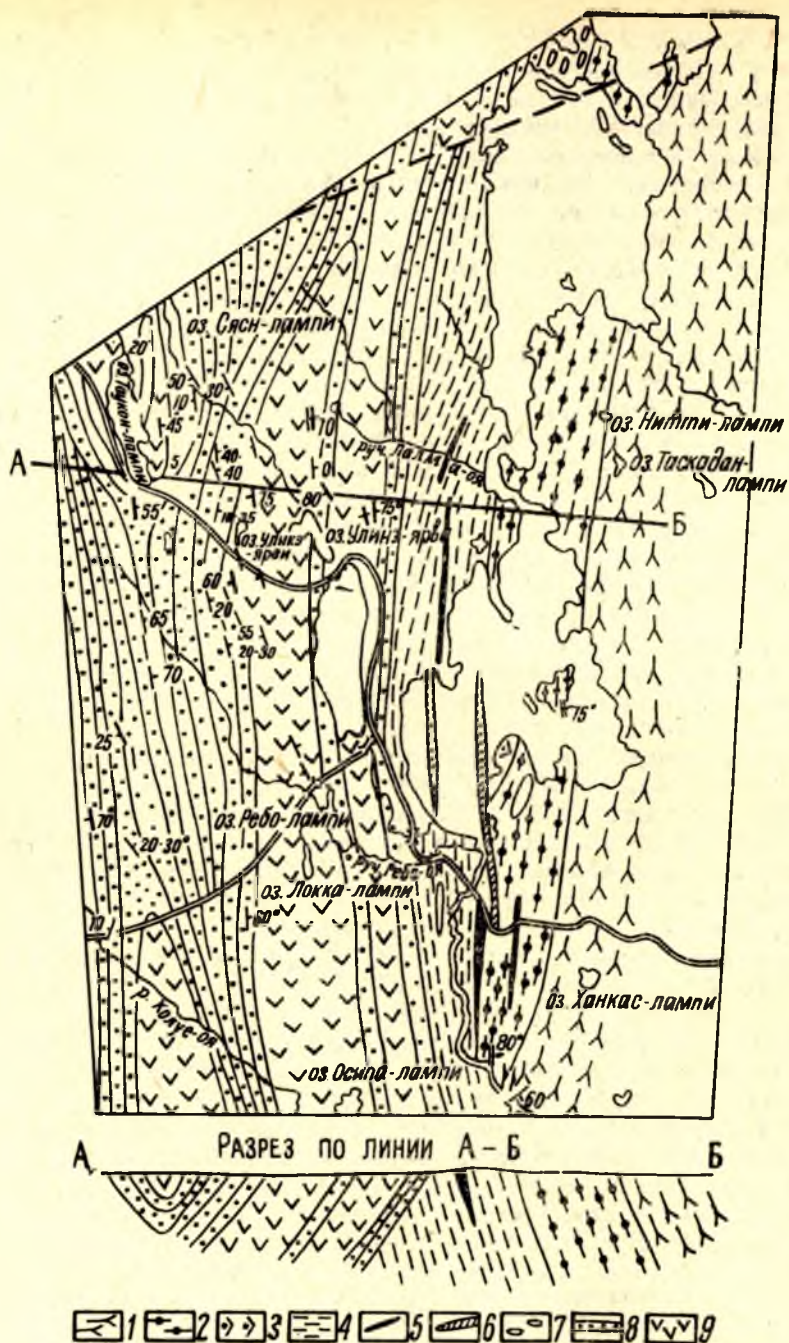


Рис. 12. Геологическая карта района Совдозерского железурудного месторождения (составлена В. М. Черновым, К. А. Ининой, В. Я. Горьковцом, М. Б. Раевской с использованием материалов ЗГТ):

1 — гнейсо-граниты архея. Гимольская серия; 2 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 3 — серпентиниты; 4 — кварцево-хлоритовые, кварцево-биотитовые и другие сланцы, плагиопорфиры; 5 — железистые кварциты; 6 — зоны магнитных аномалий. Средний протерозой; 7 — конгломераты (полимиктовые); 8 — аркозы; кварциты, кварцевые конгломераты; 9 — полевошпато-амфиболовые сланцы по андезитам, метамандельштейны.

Общая мощность пород верхней толщи составляет около 1000 м.

По литологическому составу и стратиграфическому положению верхняя толща соответствует межезерской и кадиозерской свитам других железорудных районов Карелии.

Маньгино-Киндасовский район

Месторождения железистых кварцитов района Маньга — Киндасово расположены в 85 км южнее Совдозерского района и приурочены к узкой полосе кристаллических сланцев нижнепротерозойского возраста, залегающих среди поля докембрийских гранитоидов.

В пределах этого района и в прилегающих площадях выделяется несколько возрастных групп метаморфических и магматических пород: архейская, нижне-, средне- и верхнепротерозойская и палеозойская (рис. 13).

Архейские породы представлены плагиоклазовыми гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами и гнейсо-диоритами, аналогичными архейским гранитоидам других железорудных районов Карелии. Они прорываются и мигматизируются нижнепротерозойскими плагио-микроклиновыми гранитами.

Нижнепротерозойские породы, относящиеся к гимольской серии, составляют синклинальную полосу субмеридионального простирания длиной около 50 км, при максимальной ширине 5 км.

Среди метаморфических пород (гимольской серии) по составу выделяются амфиболиты, амфиболовые сланцы, метадиабазы, хлорито-амфиболовые сланцы, графитистые сланцы, амфиболо-магнетитовые и амфиболовые кварциты и плагиопорфиры. Породы характеризуются мелко- и среднезернистым сложением, сланцеватой, массивной или полосчатой текстурой. Простирание субмеридиональное с крутыми (до 70—80°) углами падения на запад.

На востоке и юго-востоке района нижнепротерозойские отложения несогласно перекрываются образованиями среднего протерозоя, характеризующимися пологоскладчатыми структурами и относительно слабым метаморфизмом. К образованиям среднего протерозоя И. М. Экман относит доломитовые, карбонатно-глинистые и другие сланцы туломозерской свиты; диабазы, доломитовые известняки, туфопесчаники, шунгитовые сланцы заонежской свиты; туфы, туффиты, туфосланцы, плагио-пироксеновые порфиры суйсарской свиты; аркозовые песчаники, кварцито-песчаники, алевроиты и глинистые сланцы бесовецкой свиты.

Изверженные породы, развитые в этом районе, представлены диабазами, габбро-диабазами и плагиоклазовыми порфиритами среднепротерозойского возраста, гранитами рапакиви и габбро-диабазами, по возрасту относящимися к верхнему протерозою. Стратиграфически гимольская серия расчленяется на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща залегает в основании гимольской серии и прослеживается в виде отдельных участков в районах пос. Маньга и пос. Киндасово. Она сложена амфиболитами, образовавшимися, вероятно, за счет основных эффузивов; полосчатыми андезин-кварцево-роговообманковыми сланцами, возникшими за счет метаморфизма тонкослоистых туфов основного состава; метадиабазами; амфиболо-хлоритовыми сланцами; роговообманково-грюнерито-магнетитовыми, магнетито-роговообманково-грюнеритовыми и роговообманково-грюнеритовыми кварцитами; кварцево-хлоритовыми графитистыми сланцами с сульфидами.

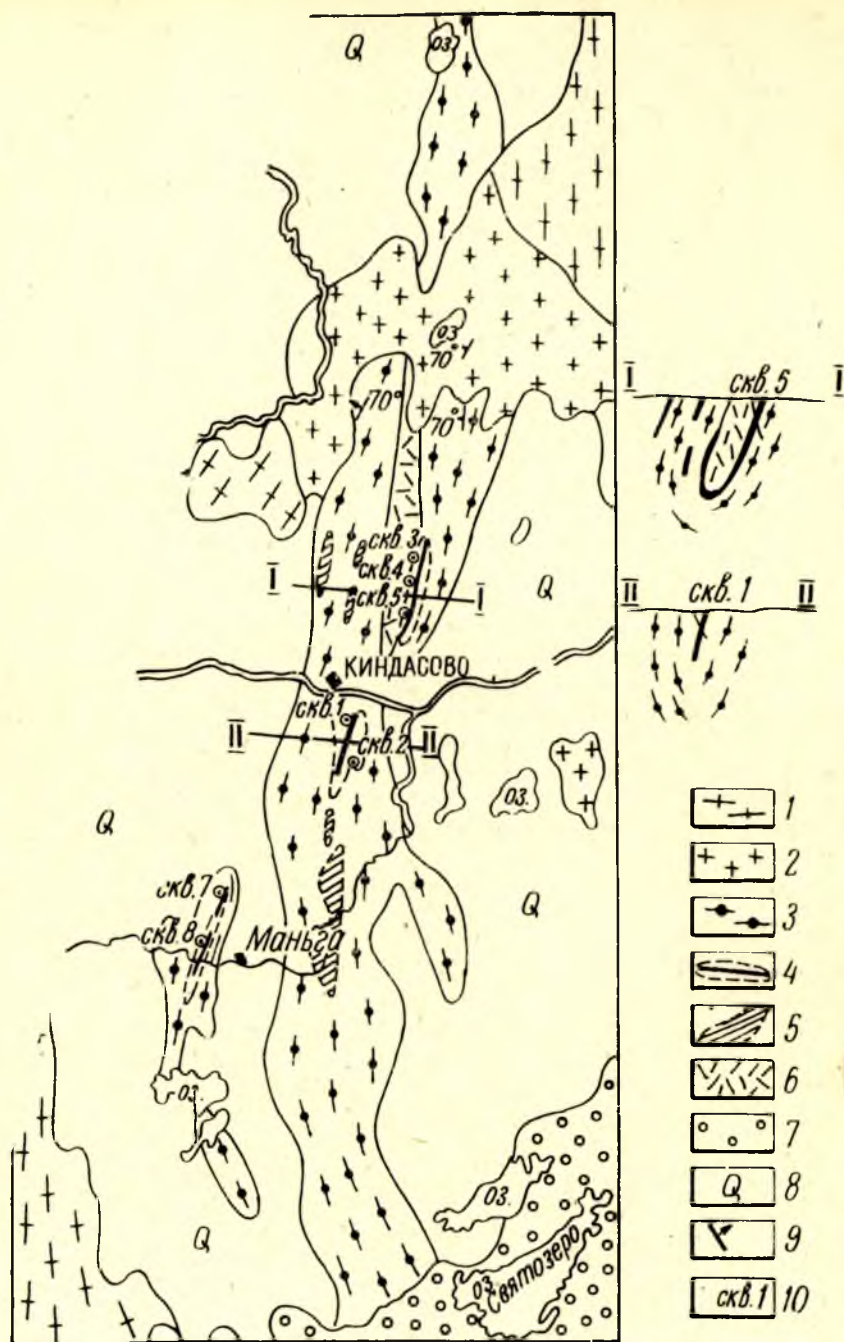


Рис. 13. Схема геологического строения Маньгинского железорудного района (составлена В. Я. Горьковцом с использованием материалов СЗТГУ): 1 — плагио-гнейсо-граниты, биотитовые и амфиболовые гнейсо-гранодиориты и гнейсо-диориты; 2 — плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 3 — амфиболиты, амфиболовые сланцы, метадиабазы; 4 — железистые кварциты; 5 — зоны магнитных аномалий; 6 — плагиопорфиры; 7 — палеозойские песчаники, алевриты и конгломераты; 8 — четвертичные отложения; 9 — элементы залегания; 10 — номера разведочных скважин.

Характерной литологической особенностью строения нижней толщи является ритмичность. Нижние части ритмов обычно сложены амфиболитами или, реже, метадиабазами, которые вверх по разрезу постепенно переходят в андезин-кварц-роговообманковые туфогенные сланцы; следующий член ритма представлен амфиболо-хлоритовыми сланцами и далее кварцево-хлоритовыми графитистыми сланцами.

Верхние части ритмов сложены роговообманково-грюнеритовыми и магнетито-роговообманково-грюнеритовыми кварцитами. По составу и стратиграфически эта толща пород сопоставима с нижней толщей Совдозерского района. Мощность пород нижней толщи гимольской серии составляет около 2 км.

Верхняя толща сложена исключительно плагнопорфирами и геллефлинтами, не отличающимися от аналогичных пород кадиозерской свиты других районов Карелии.

Сопоставление стратиграфических разрезов гимольской серии

Анализ геологического строения, особенностей литологии нижнепротерозойских метаморфических пород позволяет провести корреляцию стратиграфических разрезов гимольской серии.

Во-первых, породы гимольской серии налегают на размытый кристаллический фундамент, сложенный архейскими гранитоидами с изотопным возрастом более 2600 млн. лет, и отделяются от последнего базальными конгломератами (суккозерская свита).

Во-вторых, гимольская серия сложена породами двух крупных седиментационных циклов, каждый из которых в нижней части состоит из метаморфизованных первичноосадочных, осадочно-вулканических и вулканических пород, а в верхней — из железистых кварцитов (Чернов, 1964, 1966).

Наиболее сложно построен первый седиментационный цикл, формировавшийся в начальные этапы развития нижнего протерозоя. В нижней его части наблюдаются частые фациальные смены различных генетических типов пород (рис. 14).

Так, в Гимольском районе нижняя часть этого седиментационного цикла сложена грубообломочными отложениями суккозерской свиты, в составе которой наиболее широко распространены «гранитные» конгломераты, туфоконгломераты и туфобрекчии. В Костомукшском районе, расположенном в крайней северо-западной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны, в составе нижней части первого цикла преимущественно распространены амфиболовые парасланцы и параамфиболиты, слагающие нижнюю толщу этого района. Метаморфизованные терригенные (аркозы, кварцево-серицитовые сланцы) и вулканические (туфобрекчии) породы встречаются здесь редко. В Хедозеро-Большезерском районе нижняя часть первого седиментационного цикла сложена исключительно метаморфизованными терригенными осадками, превращенными в биотито-ставролитовые, гранато-ставролитовые, биотитовые гнейсы и сланцы. В виде маломощных и редких пластов среди высокоглиноземистых гнейсов встречаются кварцево-биотитовые туфогенные сланцы в ассоциации с железистыми кварцитами.

В юго-восточной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны (районы Совдозера и Маньги) нижняя часть первого седиментационного цикла резко отличается своим составом. Здесь она представлена главным образом метаморфизованными спилито-диабазовыми вулкани-

тами и их туфами, иногда чередующимися с маломощными пластами железистых кварцитов и первично-осадочных сланцев (Совдозерский район). Одновременно с этим возрастают и мощности пород.

Если в северо-западной части полосы гимольской серии, где широко развиты терригенные осадки, чередующиеся с туфами кислого и среднего состава, максимальная мощность пород нижней части первого седиментационного цикла не превышает 600 м, то в юго-восточной части зоны мощность нижней части первого цикла возрастает до 2 км.

Верхняя часть этого седиментационного цикла во всех районах, где она присутствует, представлена железистыми кварцитами, переслаивающимися с различными кристаллическими сланцами и гнейсо-сланцами, среди которых наиболее распространены графитистые сланцы, обогащенные сульфидами.

Интересно отметить, что максимальная мощность железистых кварцитов наблюдается в Костомукшском районе, где нижняя часть цикла сложена метаморфизованными мергелистыми осадками, отлагавшимися, вероятно, на значительных глубинах.

В районах, где в нижней части цикла развиты метаморфизованные терригенные (мелководные) осадки (Гимсльский, Хедозеро-Большезерский), железистые кварциты резко сокращаются в мощности или выпадают из разреза (Гимольское месторождение).

В юго-восточной части Западно-Карельской зоны, в которой нижняя часть первого седиментационного цикла гимольской серии сложена вулканитами основного состава, железистые кварциты не образуют крупных протяженных залежей. Они обычно имеют незначительные мощности (5—15 м) и находятся в частом переслаивании с вулканитами основного состава.

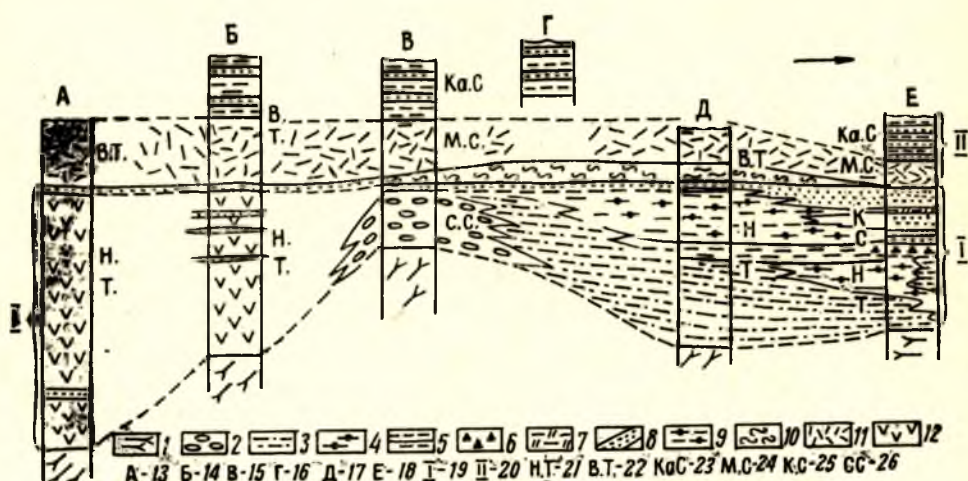


Рис. 14. Сопоставление стратиграфических разрезов пород гимольской серии:

1 — гнейсо-граниты и гранодиориты архея; 2 — конгломераты и туфо-конгломераты; 3 — биотитовые, биотито-гранатовые гнейсы и сланцы со ставролитом; 4 — параамфиболиты и амфиболовые парасланцы; 5 — кварцево-биотитовые, биотито-кварцевые туфогенные сланцы; 6 — туфобрекчии; 7 — графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серicitовые сланцы, галько-хлоритовые сланцы; 8 — железистые кварциты; 9 — слоистые амфиболовые сланцы с прослоями кварцево-биотито-хлоритовых туфогенных сланцев, ставролитовых и гранато-ставролитовых сланцев и гнейсов; 10 — мусковито-серичито-кварцевые сланцы и кварцитовидные породы с линзами кварцевых конгломератов; 11 — лептитовые гнейсы, плагинпорфиры, геллефлинты, кварцево-биотитовые туфосланцы; 12 — амфиболовые сланцы, амфиболиты, метадиабазы, образовавшиеся за счет основных эффузивов и их туфов; 13 — Маньгинский район; 14 — Совдозерский район; 15 — Гимольский район; 16 — Тумбареченский район; 17 — Хедозеро-Большезерский район; 18 — Костомукшский район; 19 — первый цикл седиментации гимольской серии; 20 — второй цикл седиментации; 21 — нижняя толща; 22 — верхняя толща; 23 — кадиозерская свита; 24 — межезерская свита; 25 — костомукшская свита; 26 — сукозерская свита.

Второй цикл формирования гимольской серии начался мощной вспышкой вулканизма, продукты которого, представленные кислыми лавами и их туфами, широко развиты во всех частях Западно-Карельской структурно-фациальной зоны.

Нижняя часть этого цикла сложена метаморфизованными кислыми лавами и туфами (межезерская свита Костомукшского и Гимольского районов, верхняя толща Большезерского и Маньгинского районов). Завершился этот цикл накоплением туфогенных отложений, находящихся в частом чередовании с железистыми кварцитами (каднозерская свита Костомукшского и Гимольского районов, верхняя толща Тумбареченского и Совдозерского районов).

Единообразие в строении разрезов второго цикла гимольской серии свидетельствует о том, что палеотектонические и палеогеографические условия в этот период седиментации гимольской серии во всех частях Западно-Карельской структурно-фациальной зоны были сходными и характеризовались обширным внутригеосинклинальным морским бассейном с интенсивной подводной вулканической деятельностью.

Таким образом, в гимольской серии отчетливо устанавливается два ряда вулканических толщ (кислый и основной), с которыми ассоциируют железистые кварциты.

Различный парагенезис железистых пород в гимольской серии ставит вопрос о выделении в ее составе формаций.

В настоящей работе формации гимольской серии рассматриваются как крупные палеофациальные геосинклинальные образования, возникшие в результате интенсивного вулканизма при определенных палеотектонических условиях и имеющие характерные парагенезы пород. Парагенетический анализ конкретных разрезов гимольской серии позволяет в ее составе выделить два ряда железисто-кремнистых формаций: порфиристо-лептитовый ряд, связанный с проявлением кислого вулканизма, и спилито-диабазовый ряд, возникший под влиянием вулканизма основного состава (Чернов, 1966).

В Западно-Карельской структурно-фациальной зоне наиболее широко распространены железисто-кремнистые формации порфиристо-лептитового ряда, среди которого выделяются две: сланцево-лептитовая железисто-кремнистая и лептито-порфировая железисто-кремнистая.

Ввиду того, что в основу стратиграфического расчленения гимольской серии положен главным образом литологический принцип, границы формаций совпадают с границами некоторых свит и толщ.

Необходимо отметить, что в ранних работах (Чернов, 1962, 1964, 1966) вышеуказанные формации были выделены под местными названиями. Сланцево-лептитовая формация называлась терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой, а лептито-порфировая — вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формацией. Анализ геологического материала по докембрию (Атлас палеогеографических карт, 1969) указывает на широкое распространение железисто-кремнистых формаций порфиристо-лептитового ряда в докембрии Балтийского щита и возможное присутствие их в других докембрийских областях. Исходя из представлений Н. С. Шатского (1954) и Л. Н. Формозовой (1965), мы считаем целесообразным железисто-кремнистым формациям порфиристо-лептитового ряда дать общеизвестные названия, предложенные этими исследователями.

ГЛАВА III. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СЛАНЦЕВО-ЛЕПТИТОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация по своему объему соответствует породам первого седиментационного цикла гимольской серии в Костомукшском, Большезерском и Гимольском железорудных районах. Она налегает на архейский кристаллический фундамент — этим определяется ее нижняя граница. Верхняя граница формации совпадает с верхней стратиграфической границей костомукшской свиты в Костомукшском и Гимольском районах и с верхней границей нижней толщи в Большезерском районе. По простирацию Западно-Карельской структурно-фациальной зоны породы этой формации прослеживаются на расстоянии около 400 км — от Костомукши до Гимол, в виде небольших участков, изолированных полями гранитоидов архейского и протерозойского возрастов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

В строении сланцево-лептитовой формации принимает участие ряд петрографических разностей пород, имеющих различный генезис и относящихся по химическому составу к следующим изохимическим рядам: глиноземисто-магнезиально-кальциевому, алюмосиликатному и железисто-кремнистому (рис. 15).

Глиноземистые магнезиально-кальциевые и кальциево-магнезиальные породы

А. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные и осадочные породы

По минералогическим и текстурным особенностям среди рассматриваемых пород, входящих в состав сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, выделяются следующие разновидности:

1. Мелкообломочные осадочные брекчии с полевошпато-амфиболовым цементом.

2. Порфиробластические полевошпато-амфиболовые сланцы.
3. Амфиболовые парасланцы.
4. Бiotито-актинолитовые и биотито-актинолито-полевошпатовые парасланцы.

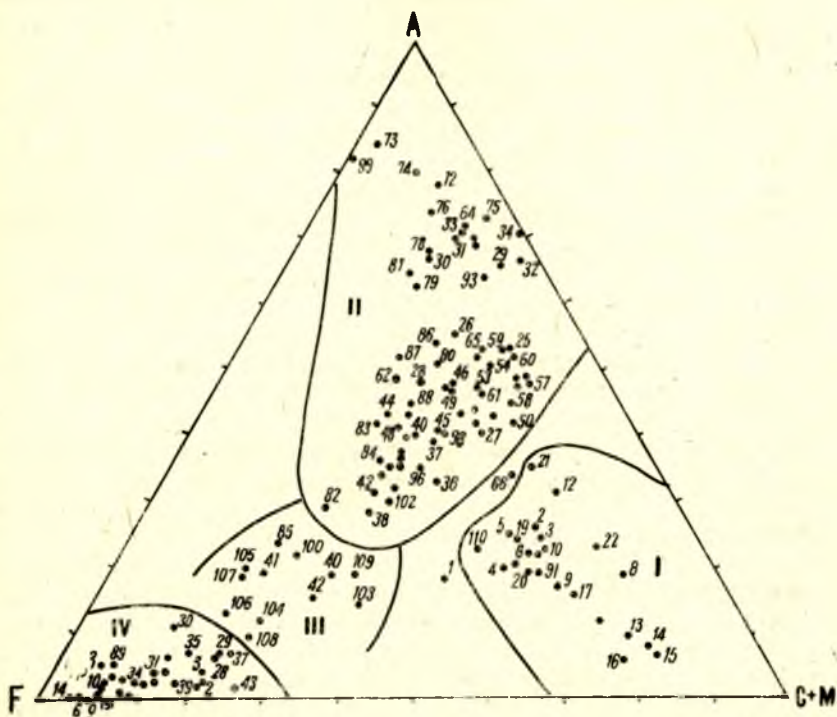


Рис. 15. Диаграмма петрохимических групп пород гимольской серии: I — поле глиноземистых магнезиально-кальциевых и кальциево-магнезиальных пород; II — поле пород алюмосиликатного изохимического ряда; III — поле пород глиноземисто-железисто-кремнистого изохимического ряда; IV — поле пород железисто-кремнистого изохимического ряда.

Мелкообломочные осадочные брекчии с полевошпато-амфиболовым цементом

Мелкообломочные осадочные брекчии встречаются на Межезерском месторождении в средней части разреза суккозерской свиты, где они образуют прослои мощностью 0,2—2,4 м среди порфиробластических полевошпато-амфиболовых сланцев.

Внешне мелкообломочные брекчии — это мелко- и среднезернистые зеленовато-серые породы, содержащие сильно развальцованные обломки вулканогенных пород (30—50% объема породы), в меньшем количестве (5—10%) — обломки кварцитовидных пород и гнейсо-гранодиоритов. Размер обломков колеблется от 2 до 5 см в длину и от 0,5 до 2 см в поперечнике.

Наиболее хорошо строение пачки мелкообломочных брекчий и порфиробластических полевошпато-амфиболовых сланцев прослеживается в центральной части полосы этих пород. В основании пачки залегают мелкообломочные брекчии, которые выше по разрезу переслаиваются с порфиробластическими полевошпато-амфиболовыми сланцами. Причем, это переслаивание имеет ритмичный характер. Здесь выделяются три ритма. Нижняя часть первого ритма сложена брекчиями с содержанием

обломочного материала 70—75%. Цементом в них служат полевошпато-амфиболовые сланцы. Мощность нижней части ритма — 0,2 м.

Средняя часть ритма представлена брекчиями, в которых постепенно по направлению к верху ритма уменьшаются размеры и количество обломочного материала до единичных обломков, равномерно распределенных в полевошпато-амфиболовом цементе. Мощность средней части ритма — 0,6 м.

Верхняя часть ритма сложена полевошпато-амфиболовыми сланцами мощностью 0,75 м, которые сменяются кварцево-полевошпато-биотитовыми туфогенными гнейсо-сланцами мощностью 0,55 м. Общая мощность ритма P_1 — 2,1 м.

С резким контактом на кварцево-полевошпато-биотитовые гнейсо-сланцы налегают мелкообломочные брекчии, слагающие низы второго ритма. Мощность нижней части второго ритма — 0,7 м.

Верхняя часть ритма представлена косослоистыми полевошпато-амфиболовыми сланцами.

Переход между нижней и верхней частями ритма постепенный, обусловленный уменьшением размеров и количества обломочного материала до полного исчезновения его. Мощность верхней части ритма — 0,35 м. Общая мощность ритма P_2 — 1,05 м.

Третий ритм состоит из мелкообломочных брекчий с небольшим содержанием (20—25% объема породы) обломочного материала, которые вверху сменяются полевошпато-амфиболовыми сланцами мощностью 0,1 м. Общая мощность пород ритма P_3 — 0,65 м.

Обломки вулканогенных пород представляют собой мелкозернистые сланцеватые породы светло-серого цвета. Породообразующими минералами в них являются кварц (40—60%), олигоклаз или олигоклаз-андезин (20—25%), биотит (8—20%), иногда обыкновенная роговая обманка (до 10%); в подчиненном количестве содержатся эпидот, из акцессорных минералов — редкие зерна сфена и циркона. Структура микрогранолепидобластовая, в редких случаях — с участками реликтовой порфировой. Текстура сланцеватая, изредка неотчетливая слоистая, обусловленная чередованием полос с различным содержанием биотита и амфибола.

По текстуре, структуре, количественному соотношению породообразующих минералов обломки вулканогенных пород очень сходны с рассматриваемыми ниже (гл. IV) кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми туфосланцами и образовались они, вероятно, за счет продуктов кислого вулканизма.

Обломки кварцитовидных пород представляют собой серовато-белые, желтоватые сахаровидные породы, сложенные округлыми, иногда имеющими полигональные очертания, зернами кварца (65—70%) и плагиоклаза (25—30%). В небольшом количестве в них содержатся амфибол (3%), эпидот (2%) и редкие зерна пирита. Структура гранобластовая. Судя по минералогическому составу и текстуре, исходным материалом для этих обломков служили кварциты.

Цементом в мелкообломочных брекчиях являются порфиробластические полевошпато-амфиболовые сланцы.

Порфиробластические полевошпато-амфиболовые сланцы

Порфиробластические полевошпато-амфиболовые сланцы развиты в районе Межезерского месторождения в виде полосы мощностью 15—20 м, прослеживающейся по простираению на расстоянии около 2 км. Здесь

в ряде обнажений можно наблюдать переслаивание полевошпато-амфиболовых сланцев с туфоконгломератами, в которых они образуют прослойки мощностью 2—4 м.

Внешне полевошпато-амфиболовые сланцы представляют собой среднезернистые сланцеватые тонкослоистые породы серовато-зеленого цвета, содержащие многочисленные порфиробласты призматических зерен темно-зеленого амфибола длиной 1—1,5 мм, а также удлиненные и округлые светлые обособления полевого шпата. Слоистость образована чередованием прослоев мощностью 0,3—0,5 см с различной концентрацией в них амфибола. Иногда в этих сланцах наблюдается косая слоистость, представленная непараллельными, слабосрезанными, однонаправленными сериями мощностью 5—10 см. Слойки в них прямолинейные, параллельные, средней мощности (0,3—0,5 см), с пологим (15°) углом наклона на Ю—ЮВ (табл. II, 3). Распределение слоев в сериях равномерное.

Микроскопическое изучение полевошпато-амфиболовых сланцев показало, что они сложены обыкновенной роговой обманкой (30—35%), олигоклазом или олигоклаз-андезином (20—35%), эпидотом (20—45%), в подчиненном количестве содержат кварц (до 15%), биотит (5—8%), а также редкие мелкие зерна циркона и магнетита. Структура порфиробластовая с нематогранобластовой структурой основной массы. Порфиробласты представлены призматическими зернами роговой обманки (преобладают) и плагиоклазом.

Роговая обманка резко плеохроирует — от желто-зеленого (Np) до голубовато-зеленого (Ng), $cNg = 18^\circ$, $-2V = 66—67^\circ$. Характерно замещение роговой обманки коричневым биотитом, изредка с образованием псевдоморфоз. В промежуточной массе породы роговая обманка наблюдается в виде мелких (0,1—0,3 мм длиной), параллельно ориентированных зерен, иногда концентрирующихся в микропрослоях мощностью 0,2—0,8 мм.

Плагиоклаз порфиробласт, также как и в промежуточной ткани породы, по составу относится к олигоклазу, олигоклаз-андезину. Порфиробласты имеют неотчетливые контуры и переполнены включениями зерен эпидота и биотита.

Слоистая (иногда косослоистая) текстура описываемых пород свидетельствует о том, что они формировались в водной среде. Точка, отражающая химический состав (табл. 3, анализ 18) полевошпато-амфиболового сланца на диаграмме Симонена (рис. 16) ложится в поле вулканогенных пород, на диаграмме Ниггли (рис. 17) — в поле изверженных, а по числовым характеристикам Заварицкого (рис. 19) эти породы соответствуют химическому составу габбро (по Дэли). Вероятно, исходным материалом для образования порфиробластических полевошпато-амфиболовых сланцев служили перемытые продукты основного вулканизма.

По минеральным ассоциациям (обыкновенная роговая обманка — олигоклаз, олигоклаз-андезин) описываемые сланцы относятся к амфиболитовой фации метаморфизма.

По данным полуколичественного спектрального анализа, для полевошпато-амфиболовых сланцев характерно довольно большое разнообразие элементов-примесей при низких содержаниях большинства из них. В этих породах постоянно присутствуют Be, Sc, Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Co, Ni, Zr, Cr и Ba. Из перечисленных элементов кларковых величин достигают содержания Be, Sc, Ga, V, Sr и Cr. При этом наибольшей концентрации (5 кларков) по сравнению с другими элементами-примесями достигает Cr. Для мелкообломочных осадочных брекчий Межезерского месторождения, цементом в которых служат полевошпато-амфиболовые

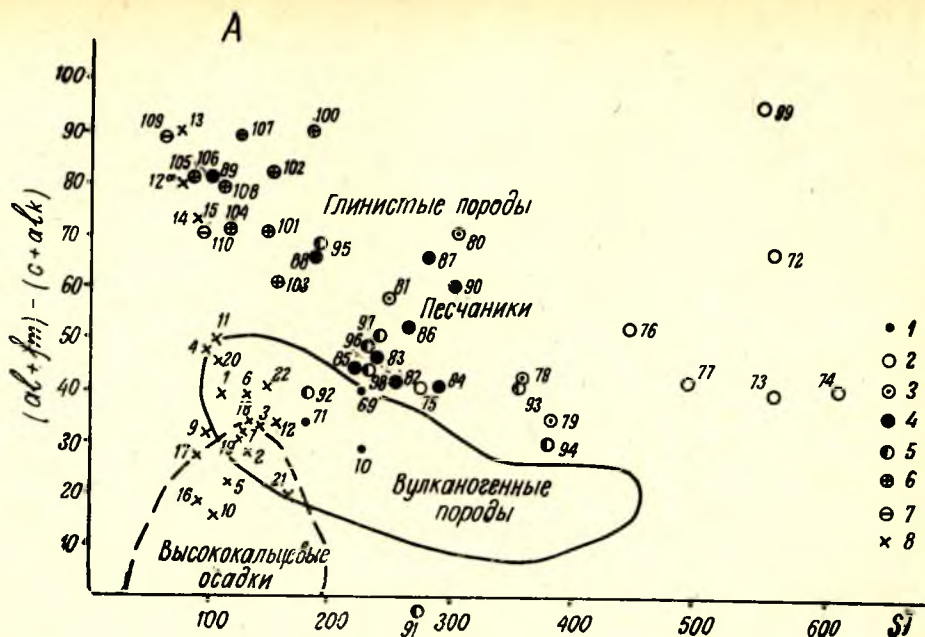


Рис. 16. Диаграмма $(al+fm)-(c+alk)$ А. Симонена.

А. Расположение точек составов пород гимольской серии: 1 — гальки и цемент базальных конгломератов гимольской серии; 2 — мусковитовые и серпичитовые аркозы и сланцы, гранато-ставролитовые кварциты; 3 — мусковито- (биотито-мусковито)- полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы; 4 — графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с графитом; 5 — биотитовые, гранато-биотитовые, ставролитовые гнейсы и сланцы; 6 — амфиболо-биотито-гранатовые сланцы и гнейсо-сланцы, гранатиты и магнетито-амфиболо-гранатовые кварциты; 7 — амфиболо-хлоритовые порфиробластические сланцы, 8 — различные амфиболовые и другие сланцы глиноземистого магнезиально-кальцевого изохимического ряда.

Б. Расположение точек составов супракристаллических пород юго-западной Финляндии: 1 — ленточные сланцы; 2 — слюдяные сланцы; 3 — кинциты; 4 — кварц-полевошпатовые породы (лептиты); 5 — известковые сланцы; 6 — туффиты; 7 — порфиробластические вулканы.

сланцы, характерны те же содержания элементов-примесей. Исключение составляет Pb, количество которого в брекчиях, содержащих обломки вулканогенных и кварцитовых пород, а также гнейсо-гранодиоритов, увеличивается до 1,5 кларка.

Амфиболовые парасланцы

Амфиболовые парасланцы в гимольской серии имеют незначительное распространение. Они развиты на Костомукшском месторождении, где слагают нижнюю толщу и в большинстве случаев находятся в переслаивании с кварцево-биотитовыми (нередко содержащими ставролит) туфосланцами, серицитовыми аркозами, кварцитами и биотитовыми гнейсами.

Макроскопически амфиболовые сланцы представляют собой тонко-слоистые породы зеленовато-серого цвета с хорошо выраженной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев с различной концентрацией амфибола и биотита, а также прослоев с различной крупностью зерен. Нередко в амфиболовых прослоях появляются гранат и выделения сульфидов, а в биотито-кварцевых — ставролит. Мощность отдельных прослоев колеблется в довольно широких пределах — от 0,5—1,0 до 35—40 см.

Породообразующие минералы описываемых пород — роговая обманка (40—80%), плагиоклаз. В незначительных количествах присутствуют кварц, биотит, клиноцоизит, карбонат, хлорит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, сульфидами, гранатом, сфеном.

Структура гранонематобластовая и нематобластовая, иногда порфиробластовая с гранобластовой и нематогранобластовой структурой промежуточной ткани.

В зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов среди амфиболовых парасланцев выделяются две разновидности; полевошпато-роговообманковые или роговообманково-полевошпатовые и роговообманковые сланцы с небольшим содержанием кварца и плагиоклаза.

Роговая обманка образует мелкие призматические зерна основной массы породы, а также порфиробласты, содержащие включения зерен кварца, ильменита и сфена. В зависимости от окраски выделяется две разновидности роговой обманки: густоокрашенная, резко плеохроирующая — от бледно-желтого (Nr) до голубовато-зеленого (Ng), и бледноокрашенная со слабым плеохроизмом — от бледно-зеленоватого, почти бесцветного (Nr) до светлого голубовато-зеленого (Ng).

По оптическим свойствам эти разновидности очень сходны. Для густоокрашенной роговой обманки угол $cNg = 9-10^\circ$, величина $2V$ (—) колеблется в пределах $68-75^\circ$, $Ng-Nr = 0,024-0,025$. Бледноокрашенная роговая обманка отличается несколько большим углом оптических осей ($75-79^\circ$) и более низким двупреломлением ($0,021-0,022$).

Плагиоклаз по химическому составу в амфиболовых сланцах с бледноокрашенной роговой обманкой относится к битовниту и битовнит-анортиту (88—90% An), а в сланцах с густоокрашенной роговой обманкой — к андезину (37—42% An). Плагиоклаз обычно не sdвойникован, серицитизирован или эпидотизирован.

Химический состав амфиболовых сланцев приведен в табл. 3 (анализы 19—21). Данные пересчетов химических анализов на диаграмме Ниггли (рис. 17) ложатся в поле изверженных пород. На диаграмме Симонена (рис. 16) точки, отражающие состав кварцево-полевошпато-рого-

вообманкового сланца с гранатом (анализ 19) и роговообманкового сланца (анализ 21), ложатся в поле вулканогенных пород, которое здесь перекрывается полем высококальциевых осадков.

Тонкое переслаивание амфиболовых сланцев с кварцево-биотитовыми туфосланцами, нередко содержащими ставролит, позволяет считать амфиболовые сланцы осадочными породами, хотя данные пересчетов химических анализов (табл. 3, анализы 19—21) на диаграммах Ниггли и Симонена ложатся в поле вулканогенных пород. Вероятно, амфиболовые сланцы образовались за счет обогащенных железом слоистых мергелистых осадков, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Спектроскопически в амфиболовых парасланцах установлено постоянное присутствие Mn, Ga, V, Ti, Y, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Sr, Cr. Наиболее характерными элементами-примесями для этих пород являются Mn, Ga, V, Cu, Co, Ni и Cr, содержание которых превышает кларк в 2—3 раза.

Биотито-актинолитовые и биотито-актинолито-полевошпатовые парасланцы

Биотито-актинолитовые и биотито-актинолито-полевошпатовые сланцы встречены на Межезерском месторождении, где они образуют мало-мощные прослои (20—35 см, реже до 1—2,5 м) среди отложений костомукшской и межезерской свит и иногда слагают верхние части ритмов в ритмичнослоистых биотито-полевошпато-кварцевых туфогенных гнейс-сланцах.

Внешне биотито-актинолитовые и биотито-актинолито-полевошпатовые сланцы представляют собой мелкозернистые породы серого и светлосерого цвета, в которых местами наблюдается слоистость, обусловленная чередованием более темных биотито-актинолитовых и более светлых кварцево-полевошпатовых прослоев с незначительным содержанием биотита и амфибола мощностью 1—1,5 см.

Породообразующими минералами описываемых пород служат актинолит (25—40%, изредка до 50%), олигоклаз-андезин (25—45%), кварц (10—15%), иногда биотит (5—10, до 20%). В незначительных количествах в них присутствуют эпидот, микроклин, сульфиды, карбонат, сфен, редкие зерна ортита, апатита и турмалина. Структура сланцев — грано-нематобластовая, гранолепидобластовая.

Актинолит образует призматические зерна длиной 0,2—0,6 мм, реже до 1,0 мм, иногда концентрирующиеся в неотчетливые микропрослои мощностью 1,5—2 мм, плеохроирует от бесцветного и бледного желтовато-зеленого (Np) до голубовато-зеленого (Ng). Он обладает несколько повышенным двупреломлением, равным 0,028—0,025, углом $cNg = 12—16^\circ$, $2V(-) = 83—78^\circ$. Из вторичных изменений актинолита следует отметить замещение его бурым биотитом, часто в ассоциации с цоизитом.

Химический состав биотито-актинолито-полевошпатового сланца приведен в табл. 3. Результаты пересчета химического анализа по методу «чисел» Ниггли на диаграмме Симонена (рис. 16, анализ 22) ложатся в левой верхней части поля вулканогенных пород, а на тетраэдре Ниггли (рис. 17, анализ 22) в поле изверженных пород. Однако слоистая текстура, а также приуроченность этих пород к верхним частям осадочных ритмов, низы которых сложены метаморфизованными кислыми туфами с примесью терригенного материала, позволяют предполагать, что биотито-актинолитовые и биотито-актинолито-полевошпатовые сланцы образовались, вероятно, за счет мергелистых осадков.

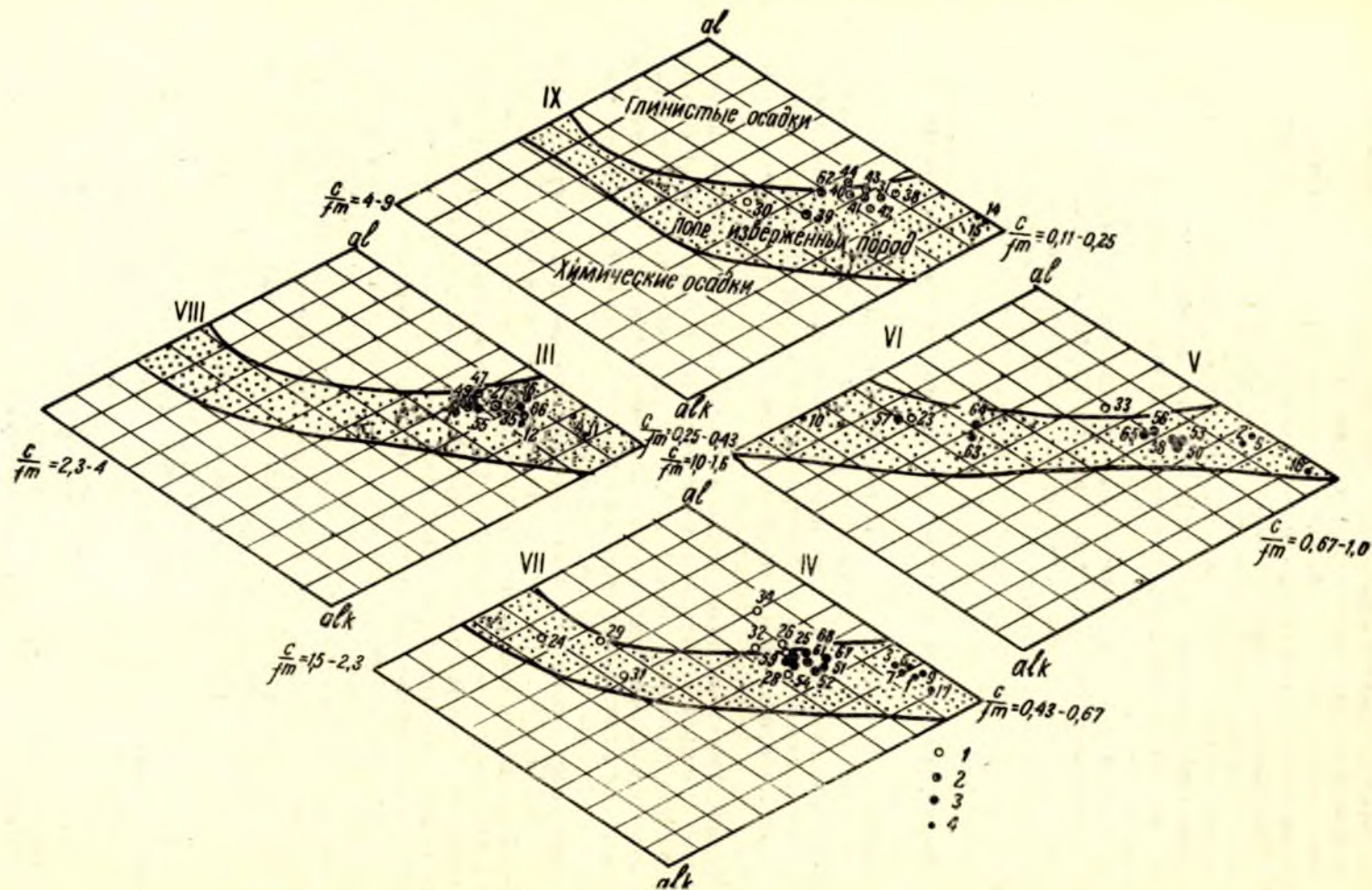


Рис. 18. Диаграмма Ниггли для вулканитов гимольской серии.

1 — геллефлинты и порфиroidы; 2 — кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы; 3 — лептитовые гнейсы; 4 — различные амфиболовые и другие сланцы глиноземистого магнезиально-кальциевого изохимического ряда.

Б. Метаморфизованные вулканогенные породы

К метаморфизованным вулканогенным породам кальциево-магнезиального изохимического ряда отнесены различные породы заведомо магматического происхождения, среди которых различаются:

- 1) полевошпато-биотито-амфиболовые порфиробластические сланцы;
- 2) талько-хлоритовые, актинолитовые и тремолитовые сланцы;
- 3) кварцево-биотито-карбонатные сланцы.

Полевошпато-биотито-амфиболовые порфиробластические сланцы

Полевошпато-биотито-амфиболовые сланцы известны только в районе Межезерского месторождения, где они залегают в нижней части суккозерской свиты и прослеживаются в виде полосы шириной 100—150 м.

Макроскопически описываемые сланцы представляют собой среднезернистые сланцеватые порфиробластического характера породы серого цвета с зеленоватым оттенком. На сером мелкозернистом фоне отчетливо выделяются темные призматические порфиробласты амфибола длиной 0,3—0,8 см, ориентированные преимущественно по направлению сланцеватости. Реже встречаются округлые светлые обособления полевого шпата размером 1—2 мм в поперечнике.

Микроскопически в сланцах наблюдается гранолепидонематобластовая структура с элементами порфиробластовой, реже — бластопорфировая с нематобластовой и нематогранобластовой структурами промежуточной массы (табл. II, 1).

Полевошпато-биотито-амфиболовые сланцы сложены в основном актинолитом (18—45%), плагиоклазом (олигоклаз-андезин, андезин) — 20—45%, биотитом, эпидотом и в подчиненном количестве в них содержатся кварц, микроклин. Из аксессуарных отмечен ряд минералов: апатит, сфен, циркон, пирит, магнетит, рутил, ильменит. Порфиробласты представлены отдельными короткопризматическими зернами актинолита, а также агрегатом, состоящим из зерен актинолита, биотита, иногда хлорита, представляющим, очевидно, полные псевдоморфозы по первоначальному минералу (амфиболу, пироксену). Константы актинолита: $cNg = 16—18^\circ$; $Ng' = 1,652$; $Np' = 1,626$; $Ng - Np = 0,026$ (шл. 507).

В химическом отношении порфиробластические полевошпато-биотито-амфиболовые сланцы (табл. 3, анализ 12) — магнезиально-глиноземистые породы с повышенным содержанием щелочей. На диаграммах Симонена (рис. 16) и Ниггли (рис. 18) анализ (12) рассматриваемой породы попадает соответственно в поле вулканогенных и поле изверженных пород. На диаграмме Заварицкого (рис. 19) полевошпато-биотито-амфиболовый сланец по химическому составу соответствует кварцевому базальту (по Дэли) и андезиновому андезиту вулкана Этна (Заварицкий, 1950).

Таким образом, исходя из химизма пород, а также минералогического состава, структурно-текстурных особенностей и геологического положения, можно предположить, что порфиробластические полевошпато-биотито-амфиболовые сланцы образовались по эффузивным породам среднего состава (андезитам).

Талько-хлоритовые, актинолитовые и тремолитовые сланцы

Эти породы известны в составе сланцево-лептитовой формации только в р-не Костомукшского месторождения. Они образуют согласные прослои и пласты мощностью от 1 до 30—85 м в отложениях костомукш-

ской свиты и находятся обычно в тесной ассоциации с графитистыми сланцами нижних частей осадочных циклов.

Макроскопически — это светло-серые, зеленовато-серые до белых мелко- и среднезернистые породы, жирные на ощупь, со сланцеватой, реже полосчатой текстурой. Иногда в талько-хлоритовых сланцах наблюдается миндалекаменная текстура с миндалинами, выполненными хлоритом (табл. II, 4). Микроскопически для рассматриваемых пород характерна лепидонематобластовая, фибробластовая, реже порфиров-бластовая структура. Полосчатая текстура породы обуславливается чередованием тальковых, биотитовых и карбонатных полос мощностью 0,2—0,5 см.

Главные породообразующие минералы (в зависимости от разновидностей сланцев): тремолит, актинолит, тальк, хлорит, биотит, анкерит; в небольших количествах присутствуют сульфиды, магнетит, кварц и турмалин. Количество последнего в отдельных прослоях иногда достигает 15—20% объема породы.

В зависимости от количественного соотношения породообразующих минералов можно выделить ряд разновидностей сланцев: биотито-актинолитовые, талько-хлоритовые, биотито-хлорито-тремолитовые, турмалино-амфиболовые и другие. Наиболее распространены среди них биотито-актинолитовые, тремолитовые и талько-хлоритовые разности сланцев.

Бесцветный тремолит и бледноокрашенный актинолит — главные минералы тремолитовых и актинолитовых разностей сланцев. Они образуют призматические и шестоватые кристаллики, обычно без концевых граней, ориентированные в одном направлении или (реже) беспорядочно расположенные в породе. Оптические константы: тремолита — $cNg = 10^\circ$, $2V(-) = 74^\circ$, $Ng' = 1,650$, $Np' = 1,624$ (шл. 48—48); актинолита — $cNg = 11^\circ$, $2V(-) = 80-81^\circ$, $Ng - Np = 0,024$.

Для амфиболов, особенно для актинолита, характерно интенсивное замещение их коричневым биотитом.

Тальк как основной породообразующий минерал характерен для хлорито-тальковых и карбонато-тальковых разностей сланцев. В виде мелких бесцветных листочков и чешуек тальк составляет тонкочешуйчатую высокодвупреломляющую основную массу сланца (часто совместно с хлоритом), содержащую включения порфировбластических зерен карбоната.

Хлорит (рипидолит) наиболее характерен для тальковых и тремолитовых разностей сланцев, где содержание хлорита колеблется в пределах 10—30% состава породы. В виде волокнистых образований и листочков он концентрируется в прерывистые прослои или составляет тонковолокнистую или тонколистоватую основную массу породы, в которой заключены зерна карбоната, тремолита и других минералов. Он характеризуется отрицательным удлинением, слабым плеохроизмом — от бесцветного (Np) до бледно-зеленоватого (Ng). Показатель преломления (Nm) его равен 1,600—1,603.

Карбонат, относящийся к анкериту ($N_0 = 1,690-1,698$), является обычным минералом для талько-хлоритовых сланцев, где содержание его колеблется от 10 до 40—50% состава породы. Карбонат в виде зерен различной величины (от 0,1 до 0,3 мм) и скоплений зерен равномерно распределен в породе или концентрируется в неясно выраженные полосы. Обычны также порфировбластические зерна карбоната с неправильными зазубренными контурами или удлиненно-призматические, длиной 0,5—2 мм.

Рудные минералы представлены сульфидами и магнетитом. Причем, сульфидные минералы обычно характерны для талько-хлоритовых

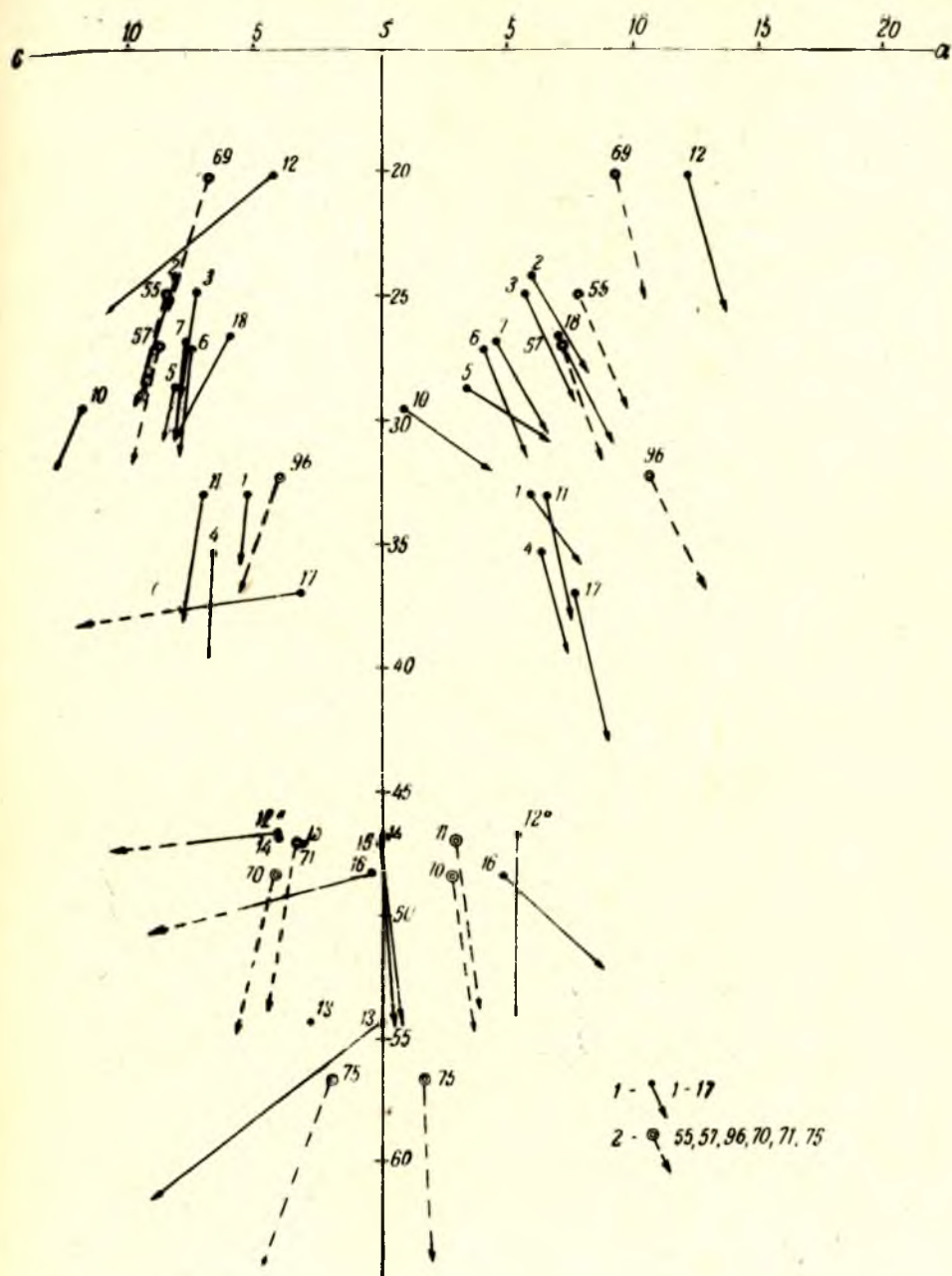


Рис. 19. Диаграмма А. Н. Заварицкого для глиноземистых кальцево-магнезиальных пород гимальской серии:

1 — различные амфиболовые, биотито-карбонатные, талько-хлоритовые и другие сланцы; 2 — основные типы пород по Дэли.

сланцев, где они образуют удлиненные в направлении сланцеватости выделения. Магнетит в виде рудной пыли и неправильных зерен, представляющих часто срастания с сульфидным минералом, наблюдается обычно в амфиболовых разностях сланцев. Кроме того, в отмеченных разностях сланцев магнетит нередко формирует удлиненно-призматические и стержневидные выделения (длиной до 0,6 мм), образовавшиеся, очевидно, за счет замещения актинолита и биотита.

Химический состав рассматриваемой группы пород иллюстрируется четырьмя анализами (табл. 3, № 12^a—15) существенно тальковых и тремолитовых сланцев. Из табл. 3 видно, что тальковые и тремолитовые сланцы — железисто-магнезиальные породы, не содержащие щелочей (за исключением биотитовых разностей сланцев) и недосыщенные кремнеземом. При нанесении результатов анализов на диаграмму Ниггли (рис. 18) точки их составов попадают в поле изверженных пород и располагаются близко к ребру или на ребре тетраэдра (ввиду отсутствия щелочей в анализируемых породах). На диаграмме Заварицкого (рис. 19) талько-хлоритовые и тремолитовые сланцы (точки 12^a—15), в отличие от вышеописанных амфиболовых, обособляются в нижней части диаграммы (располагаясь преимущественно на вертикальной оси В) и соответствуют по химизму ультраосновным породам типа пироксенитов-пикритов. Об этом свидетельствует также повышенное содержание в них хрома, никеля и кобальта (по данным спектрального анализа).

На основании вышеизложенного можно заключить, что талько-хлоритовые и тремолитовые сланцы, вероятно, произошли в результате метаморфизма ультраосновных эффузивов. На эффузивный характер этих пород указывает пластовая форма их залегания, приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам, а также местами сохранившаяся миндалекаменная текстура (табл. 2, 4).

Кварцево-биотито-карбонатные сланцы

Кварцево-биотито-карбонатные сланцы распространены в районе Костомукшского месторождения и наблюдаются в виде пластов и прослоев мощностью 0,1—7,5 м среди графитистых и талько-хлоритовых сланцев костомукшской свиты. Совместно с графитистыми и талько-хлоритовыми сланцами они обычно залегают в нижних частях седиментогенных ритмов.

Макроскопически кварцево-биотито-карбонатные сланцы представляют собой средне- до мелкозернистых сланцеватые породы серого и темно-серого цвета, нередко с порфиробластами карбоната (табл. II, 2). Микроскопически в них наблюдается лепидогранобластовая, порфиробластовая, иногда очковая структуры и сланцеватая, часто тонкополосчатая текстура. Полосчатый характер породы обусловлен чередованием карбонатных, кварцево-биотитовых и биотитовых прослоев. Сланцы сложены карбонатом, биотитом, кварцем (главные минералы). Как второстепенные и аксессуарные в них могут присутствовать мусковит, хлорит, турмалин, графитистая пыль, рудные минералы (сульфиды, магнетит).

Карбонат, обычно преобладающий минерал в породе, присутствует в количестве от 20 до 60—65% ее состава. В виде изометричных или вытянутых зерен (размером 0,1—0,2 мм) равномерно распределен в породе или концентрируется в прослои, чередующиеся с прослоями биотитового состава. В порфиробластических разностях сланцев карбонат образует порфиробласты различной формы и размера, содержащие включения зерен промежуточной массы. По составу карбонат определен как

Таблица 3

**Химический состав глиноземистых кальцево-магнезиальных и магнезиально-кальцевых пород
(сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация)**

№ анали- за*	Название породы	№ об- разца	Район (месторожде- ние)	Окислы в весовых %													Аналитик
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Σ	
12	Порфиробластический полево-шпато-биотито-амфиболо-вый сланец	507	Межезер-ское	56,04	0,60	15,72	2,46	4,26	0,12	6,66	5,98	3,13	3,80	0,19	1,47	100,43	Н. Д. Маль-кова
12 ^a	Карбонато-талыко-биотитовый сланец с тремолитом	217—5	Костомукш-ское	38,81	0,64	10,60	1,55	10,55	0,15	21,32	3,52	0,39	3,24	0,10	9,06	99,93	В. А. Доиль-ницына
13	Карбонато-хлорито-талыковый Касланец с тремолитом	170—47	"	40,78	0,59	8,58	0,99	10,32	0,09	25,60	2,45	не обн.	не обн.	0,11	10,68	100,19	"
14	Хлорито-биотито-тремолито-вый сланец	137—17	"	47,37	0,49	6,69	1,62	8,21	0,11	23,59	6,06	"	"	0,14	5,95	100,23	"
15	Талыко-тремолитовый сланец	137—9	"	49,05	0,39	5,44	1,38	8,36	0,14	23,36	6,73	"	"	0,22	5,42	100,42	"
16	Кварцево-биотито-карбонат-ный сланец	93—5	"	38,88	0,51	4,09	2,52	7,05	0,45	10,05	14,87	0,70	2,07	0,11	19,03	100,30	Н. Д. Маль-кова
17	Кварцево-карбонато-биотито-вый сланец	25—42	"	44,45	1,59	10,36	2,14	8,50	0,19	12,98	6,37	0,60	4,33	0,04	8,54	100,09	"
18	Полевошпато-амфиболовый сланец	619—15	Межезер-ское	53,17	0,60	14,15	3,25	7,04	0,20	6,68	9,58	2,13	1,65	0,17	1,76	100,38	Г. И. Ка-пустина
19	Кварцево-полевошпато-рого-вообманковый сланец с гра-натом	164—23	Костомукш-ское	51,59	1,14	15,30	2,37	10,74	0,26	4,14	10,21	2,96	0,33	0,05	1,54	100,63	Н. Д. Маль-кова
20	Полевошпато-биотито-рогово-обманковый сланец с гра-натом	2515	"	49,12	0,74	13,94	3,17	10,02	0,08	9,07	9,84	1,03	1,03	0,08	2,29	100,41	"
21	Роговообманковый сланец	2516	"	56,59	1,70	17,62	1,55	5,01	0,15	3,45	9,79	3,10	0,17	0,09	0,88	100,10	"
22	Биотито-актинолитово-полево-шпатовый сланец	103—8	Межезер-ское	55,96	0,74	14,21	1,47	5,15	0,16	8,62	6,92	2,22	2,00	0,18	2,15	99,78	В. А. Куки-на

* Анализы № 12—17 — вулканогенные породы,
18—22 — вулканогенно-осадочные и осадочные породы.

Таблица 3а

Числа Н. Ниггли, числовые характеристики А. Н. Заварицкого и коэффициенты по Н. П. Семененко для глиноземистых кальцево-магнезиальных и магнезиально-кальцевых пород (сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация)

№ анализа	Числа Н. Ниггли						Числовые характеристики А. Н. Заварицкого										Коэффициенты по Н. П. Семененко				
	al	fm	c	alk	si	$\frac{c}{fm}$	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$	F	A	M	C	FM
12	26	41	16	17	156	0,4	12,2	4,2	20,2	63,3	—	30,3	55,1	14,5	— 1,9	2,9	16	31	34	19	50
12 ^a	11	79	7	3	72	0,1	5,4	4,1	46,7	43,7	0,4	24,0	75,5	—	—27,4	1,31	19	12	61,5	7,5	80,5
13	9	86	5	0	73	0,06	0	2,7	54,4	42,8	9,2	17,9	72,9	—	—17,0	0	17	9	69	5	86
14	7,5	80,5	12	0	88	0,15	0	4,1	46,9	48,9	—	17,7	76,7	5,5	— 6,2	0	15	7,5	65,5	12	80,5
15	6	80,5	13,5	0	92	0,17	0	3,2	47,1	49,6	—	17,4	74,1	8,5	— 3,9	0	15	6	65,5	13,5	80,5
16	6	53	36,5	4,5	89	0,7	4,9	0,4	48,4	47,7	—	21,1	38,6	40,3	—16,3	11,0	19	6	36	39	55
17	11	52,5	30	6,5	88	0,5	7,6	3,1	37	52,2	—	27,4	59,8	12,7	—13,8	2,45	21	15	47,5	16,5	68,5
18	21	46	25	8	133	0,5	7,0	5,9	26,6	60,5	—	36,2	42,3	21,4	1,1	1,2	23	22	27	28	50,0
19	22	43	28	7	129	0,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29	24	17	30	46
20	18	55	23	4	109	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	19	31	25	56
21	30	30	31	9	164	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	33	16	34	33
22	22	49	20	9	150	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	23	35	28	49

доломит, магнезидоломит: $N_0=1,670$ (обр. 172—55); $N_0=1,678$ (обр. 25—107); реже встречается анкерит $N_0=1,702$ (обр. 44—20). Карбонат в незначительной степени замещается мелкочешуйчатым агрегатом зеленого хлорита, реже — биотитом.

Биотит наряду с карбонатом составляет основную массу породы (от 15—20 до 50—60% объема). В виде пластинок и листочков (длиной 0,1—0,3 мм) биотит обычно концентрируется в прослои, содержащие включения удлинённых зерен карбоната, кварца, магнетита. Плеохроирует от светло-желтого (Np) до буро-коричневого и зеленовато-коричневого (Ng).

Кварц совместно с небольшим количеством плагиоклаза (альбита) составляет от 10 до 20—30% породы и образует мелкие (0,05—0,1 мм) изометричные или удлинённые в направлении сланцеватости породы зерна.

Для характеристики химизма кварцево-биотито-карбонатных сланцев в табл. 3 приведены два (№ 16, 17) анализа этих пород, из которых видно, что рассматриваемые сланцы представляют собой железисто-кальциевс-магнезиальные и железисто-магнезиально-кальциевые породы, бедные кремнеземом и с незначительным содержанием щелочей. На диаграмме Заварицкого (рис. 19) эти породы соответствуют основным (анализ 17) и ультраосновным (анализ 16) эффузивам типа базальта и пикрита (по Дэли) и на тетраэдре Ниггли (рис. 18) располагаются в поле вулканогенных пород.

Эти особенности (геологическое положение, текстура, химизм) позволяют рассматривать группу биотито-карбонатных сланцев как изменённые метаморфизмом туфы ультраосновных или основных по химизму лав, что подтверждается также необычно высоким для типично осадочных пород содержанием никеля, кобальта и хрома.

Спектроскопическое (полуколичественное) изучение пород глинозёмистого кальциево-магнезиального изохимического ряда показало постоянное присутствие в них следующего ряда элементов: Be, Mn, Pb, Ga, V, Ti, Y, Cu, Co, Ni, Zr, Sr, Cr, Ba. При этом вышекларковые концентрации для всех пород ряда отмечены для Ga, V и особенно высокие — для Sr, а в полевошпато-биотито-амфиболовых порфиробластических сланцах, кроме того, вышекларковых содержаний достигает Sr, в кварцево-биотито-карбонатных сланцах — Zr и Ba, в талько-хлоритовых и актинолитовых сланцах — Mn, Ti, Co. В талько-хлоритовых, актинолитовых, тремолитовых и кварцево-биотито-карбонатных сланцах, образовавшихся за счет метаморфизма ультраосновных пород, содержание Sr, а также Ni достигает максимальных величин и значительно превышает (в 12—50 раз) среднее содержание их в земной коре. Однако такие концентрации этих элементов-примесей превышают среднее содержание их в ультраосновных породах (Виноградов, 1962) лишь в 2 раза.

Алюмосиликатные породы

Среди алюмосиликатных пород, принимающих участие в строении сланцево-лептитовой формации, выделяются:

А. Метаморфизованные осадочные породы:

1. Конгломераты.
2. Мусковитовые и серицитовые аркозы и сланцы, гравелиты, кварцевые конгломераты.
3. Мусковито(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы.

4. Графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами.
5. Биотитовые, гранато-биотитовые и ставролитовые гнейсы.
- Б. Метаморфизованные вулканогенные породы:
1. Биотито-кварцевые туфосланцы, гнейсо-сланцы и туфобрекчии.

А. Метаморфизованные осадочные породы

Конгломераты

Среди отложений сланцево-лептитовой формации конгломераты известны в районе Межезерского железорудного месторождения, где они слагают обширную полосу меридионального и северо-западного простирания шириной 1,1—1,25 км и длиной 5 км, включающую узкие полосы лептитовых гнейсов, порфиروبластических полевошпато-амфиболовых сланцев (на севере) и железистых кварцитов (на юге). По составу конгломераты относятся к полимиктовым. Среди них, в зависимости от соотношения галек гранитов и обломков вулканогенных пород, выделяются три следующие группы:

1. «Гранитные» конгломераты, в которых в составе галечного материала резко преобладают (более 60%) гальки гранитоидов.
2. Туфоконгломераты (наиболее распространены), в галечном материале которых преобладают обломки кислых вулканогенных пород.
3. Конгломераты переходного типа, характеризующиеся примерно одинаковым соотношением галек гранитоидов и обломков вулканогенных пород. Между выделенными разновидностями конгломератов существуют постепенные переходы, наблюдаемые нередко в одном обнажении. В зависимости от размера галечного материала различаются крупногалечные или валунные (гальки размером от 30—40 см до 1 м в длину и 15—25 см в поперечнике) и среднегалечные (меньше 25 см в поперечнике) конгломераты.

Толща конгломератов несет следы динамометаморфических изменений. В ряде обнажений можно наблюдать интенсивное смятие конгломератов в складки. При этом складчатости подвержен не только цемент, но и галечный материал. Очень часто гальки развальцованы, сильно вытянуты согласно сланцеватости цемента и в плане образуют полосы шириной 0,5—3—5 см, напоминающие прожилки, а на плоскостях падения имеют стержневидную форму (табл. VI). В таких случаях конгломераты внешне сходны с мигматитами или стержневидными сланцами.

Галечный материал конгломератов представлен в основном в различной степени огнейсованными гранитоидами и вулканогенными породами, реже — кварцитовидными породами.

Гальки гранитоидов. Среди них наиболее распространены гальки гнейсо-гранодиоритов. В небольшом количестве вблизи контакта конгломератов с архейским фундаментом были встречены гальки диоритов. Эти гальки имеют самую разнообразную форму: округлую, эллипсоидальную, вытянутую в той или иной степени по простиранию сланцеватости и стержневидную или веретенообразную в плоскости падения. Размеры их варьируют в широких пределах: от 1—2 до 40—50 см, в отдельных случаях до 1 м в длину и от 0,5 до 10—25 см в поперечнике.

Гнейсо-гранодиориты галечного материала представляют собой мелко- и среднезернистые породы, близкие по минералогическому составу, отличающиеся лишь различной степенью катаклаза и рассланцевания. Они характеризуются бластогранитовой, бластопорфировой структурой и состоят из олигоклаза (35—55%), кварца (35—40%) и биотита

(10—25%). Порфиновые выделения образованы зернами плагиоклаза, переполненными включениями биотита, серицита, эпидота, реже карбоната.

По химическому составу гнейсо-гранодиориты из галек (табл. 4, анализ 70—1) сходны с гнейсо-гранодиоритами обнажающегося в этом районе архейского фундамента (анализ 70—2) и отличаются от них только несколько бóльшим содержанием магния, кальция и меньшим — щелочей. Это, вероятно, объясняется небольшим различием в составе плагиоклаза и продуктов его замещения в анализируемых образцах.

Таблица 4

Химический состав гнейсо-гранодиоритов и диоритов галечного материала конгломератов и архейского фундамента

Окислы	Анализ 70-1	Анализ 70-2	Анализ 70-3	Анализ 70-4
SiO ₂	62,91	63,61	56,05	54,96
TiO ₂	0,42	0,60	0,67	0,73
Al ₂ O ₃	16,47	17,75	15,22	15,54
Fe ₂ O ₃	1,76	1,42	5,14	1,06
FeO	2,92	2,52	1,90	5,52
MnO	0,13	0,13	0,16	0,16
MgO	3,32	2,32	5,44	6,13
CaO	3,15	2,19	5,71	5,82
Na ₂ O	3,53	4,58	2,80	3,13
K ₂ O	2,10	3,49	3,66	3,87
H ₂ O	0,19	0,13	0,19	0,09
П. п. п.	1,60	1,82	3,30	3,12
Сумма	100,50	100,56	100,24	100,13
Аналитик	Н. Д. Малькова			

№ 70-1 — гнейсо-гранодиорит из гальки в конгломератах (обр. 908); № 70-2 — гнейсо-гранодиорит архейского фундамента (обр. 909); № 70-3 — диорит из гальки в конгломератах (обр. 908-1); № 70-4 — диорит архейского фундамента (обр. 908-2).

Диориты галечного материала представляют собой крупно- и среднезернистые огнейсованные породы серого и темно-серого цвета. Они сложены андезином № 35—38 (50—65%), биотитом (25%) и кварцем (7—10%) с небольшой примесью карбоната, эпидота, единичных зерен сфена и циркона. Структура диоритов реликтовая, гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз, сохраняя идиоморфные очертания, замещается мелкозернистым агрегатом вторичных минералов.

Сопоставление химического состава диорита из гальки (анализ 70—3) и диорита, подстилающего конгломераты архейского основания (анализ 70—4), показывает почти полное сходство сравниваемых пород. Существенное различие состоит только в соотношении закисного и окисного железа. В диоритах галечного материала увеличивается содержание окисного железа, что связано, вероятно, с переходом закисного железа в окисное при процессах выветривания.

Обломки вулканогенных пород представлены внешне однообразными светло-серыми, серыми, реже желтовато-серыми, мелкозернистыми породами, иногда содержащими светлые порфировидные обособления полевого шпата. Обломки этих пород по размерам и отчасти по форме существенно отличаются от галек гранитоидов. Для обломков вулканогенных пород характерна линзовидная и сильно вытянутая в направлении сланцеватости форма. Величина их колеблется от 2—3 до 15 см, редко до 20—30 см в длину и от 0,5—1,5 до 3—5 см в поперечнике. Макроскопически обломки вулканогенных пород очень сходны с окружающим цементом и отличаются от него только несколько более мелкозернистым сложением.

Подавляющее большинство обломков вулканогенных пород представлено серыми и светло-серыми рассланцованными породами, состоящими из альбит-олигоклаза, олигоклаза, реже олигоклаз-андезина (30—50%), кварца (30—35%), биотита (5—10%), эпидота (5—12%). В виде примесей в них наблюдаются роговая обманка, мусковит, карбонат, пирит, редкие зерна апатита и турмалина. Структура пород лепидогранобластовая с участками реликтовой бластопорфировой, реже лепидогранобластовая. Порфировые обособления представлены в основном округлыми, таблитчатыми и лейстовидными зернами плагиоклаза размером 0,4—2 мм в поперечнике, имеющими обычно неотчетливые контуры (табл. VII, 1). Кроме того, встречаются обособления, сложенные зернами кварца, более крупными (0,2—0,4 мм в поперечнике), чем зерна кварца основной массы. Иногда они образуют вытянутые по сланцеватости линзочки, а также имеют ромбовидную форму и, вероятно, являются перекристаллизованными вкрапленниками (табл. VII, 2). Реже в конгломератах встречаются обломки амфиболо-биотито-кварц-плагиоклазовых пород, в которых наряду с реликтами вкрапленников кварца и олигоклаз-андезина присутствуют редкие порфировидные зерна роговой обманки. В единичных случаях наблюдались обломки желтовато-серых, слабо рассланцованных пород, сложенных кварцем (35—65%), олигоклазом, олигоклаз-андезином (25—60%) и в незначительном количестве содержащих биотит, эпидот, роговую обманку. Структура этих пород гранобластовая. Довольно часто в них содержатся линзовидные обособления зерен кварца, вероятно, представляющие собой измененные порфировые вкрапленники.

Для выяснения химического состава обломков вулканогенных пород были проанализированы два образца биотито-кварц-полевошпатовой породы с реликтовой порфировой (табл. 5, анализ 70) и лепидогранобластовой структурами (анализ 71). Оказалось, что по химическому составу они очень сходны с биотитовыми порфиробластическими лептитовыми гнейсами (табл. 29, анализы 52, 53), которые представляют собой метаморфизованные эффузивы кислого и среднего состава.

Результаты пересчетов химических анализов обломков вулканогенных пород на диаграммах Ниггли и Симонена (рис. 16, 17, анализы 70, 71) падают в поле вулканогенных пород.

Химический и минералогический состав, наличие реликтов порфировой структуры позволяют считать, что исходным материалом для обломков вулканогенных пород служили продукты кислого и среднего вулканизма, который, вероятно, сопровождал седиментацию.

Гальки кварцитовидных пород встречаются в единичных случаях, имеют светлую серовато-желтую окраску и обычно несколько выступают над поверхностью обнажения. Размеры их не превышают 4—7 см в длину и 2—2,5 см в поперечнике.

Кварцитовидные породы галечного материала состоят из плотноприлегающих изометричных зерен кварца (95%), олигоклаз-альбита (5%), единичных зерен актинолита, биотита, эпидота, турмалина, циркона, сфена и характеризуются гранобластовой структурой.

Цемент конгломератов. Цементом конгломератов служит мелкозернистая сланцеватая серая порода биотито-кварц-плагиоклазового, реже биотито-плагиоклазо-кварцевого состава. Структура цемента порфиробластовая и лепидогранобластовая, иногда с участками реликтовой псаммитовой (табл. VII, 4).

Порфиробластические зерна олигоклаза или олигоклаз-андезина «обтекаются» мелкозернистой промежуточной массой, что обуславливает очковый характер структуры (табл. VII, 3).

По химическому составу биотито-кварц-полевошпатовый цемент с лепидогранобластовой структурой (табл. 5, анализ 69) близок кварцево-биотитовым туфосланцам Гимольского месторождения (табл. 28, анализ 40). Точка, отражающая состав анализируемого образца цемента, на диаграммах Ниггли и Симонена ложится в поле изверженных пород (рис. 16, 17).

Учитывая минералогический и химический состав цемента, наличие в одних случаях порфиробластовой структуры, а в других — реликтов псаммитовой, можно предположить, что материалом для него служили песчано-глинистые осадки с примесью туфового материала и мелких обломков кислых вулканогенных пород.

Таким образом, рассматриваемые конгломераты образовались за счет продуктов разрушения архейских гранитоидов. Седиментация сопровождалась интенсивным вулканизмом, поставлявшим вулканический материал.

Спектроскопическое изучение галечного материала и цемента описанных базальных конгломератов гимольской серии показало постоянное присутствие в них довольно большого количества элементов-примесей, представленных Be, Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Ni, Zr, Sr, Cr и Ba. В обломках вулканогенных пород и цементе кларковых величин достигает содержание Cr, Be, Ga, V и Sr. При этом максимальная концентрация (2—3 кларка) здесь отмечается для Cr.

В гальках гранитоидов и кварцитовидных пород для большинства элементов-примесей характерны низкие содержания, и лишь Cr, Ga и Sr достигают кларковых количеств.

Мусковитовые и серицитовые аркозы и сланцы, гравелиты, кварцевые конгломераты и гранато(кианито)-ставролитовые кварциты

Серицито-кварцевые и мусковито-серицито-кварцевые аркозы и сланцы среди отложений сланцево-лептитовой формации были встречены в Костомукшском и Большезерском районах.

На Костомукшском месторождении мусковитовые и серицитовые аркозы и сланцы образуют прослои мощностью до 0,5—0,7 м среди биотитовых гнейсов. Они представляют собой мелкозернистые тонкослоистые породы. Слоистость обусловлена чередованием прослоев с различной концентрацией мусковита или биотита. При микроскопическом изучении обнаруживается, что породы сложены изометричными и угловатыми зернами кварца (35—50%) размером 0,1—0,5 мм в поперечнике, удлиненными в направлении сланцеватости, зернами серицитизированного плагиоклаза (30—35%), мусковитом и серицитом совместно с небольшим количеством биотита (от 5 до 15—20%). Вторичные и аксессуар-

ные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, мелкими зернами рудных минералов. Структура лепидогранобластовая.

По данным М. М. Стенаря, серицито-кварцевые, серицито-мусковито-кварцевые сланцы, гравелиты, кварцевые конгломераты и гранато(кианито)-ставролитовые кварциты Большезерского района залегают в верхней части нижней толщи гимольской серии и образуют пачки мощностью 20—100 м.

Серицито-кварцевые, серицито-мусковито-кварцевые сланцы и гравелиты внешне представляют собой светло-серые, местами обохренные, грубозернистые породы, состоящие из обломочных зерен кварца размером 0,5—1 см в поперечнике, скрепленных мусковито-серицитовым цементом. Местами среди серицито-кварцевых, серицито-мусковито-кварцевых сланцев и гравелитов встречаются линзы светло-серых, иногда обохренных конгломератов, состоящих из редких, вытянутых по сланцеватости овальных галек кварца (0,5—3—4 см длиной), редких галек кварцево-турмалиновой породы, сцементированных мелко- и среднезернистым кварцево-серицитовым материалом. В этих конгломератах имеются кварцитовидные безгалечные прослои, в которых очень хорошо наблюдаются окатанные зерна кварца, свидетельствующие об их терригенном происхождении.

О химическом составе мусковитовых, серицитовых аркозов и сланцев, а также гранато-ставролитовых кварцитов можно судить по результатам химических анализов, приведенным в табл. 5 (анализы 72—76, 99).

Данные пересчетов этих анализов на диаграмме Симонена (рис. 16) ложатся в правой крайней части, что объясняется очень высоким (73—79%) содержанием кварца. Точка, отражающая состав кианито-ставролитового кварцита (анализ 99), занимает наиболее отдаленное от оси абсцисс положение благодаря очень низкому содержанию в этой породе окиси кальция и щелочей. На диаграмме Ниггли (рис. 17) точки, характеризующие состав описываемых пород, падают в поле остаточных и глинистых осадков.

На основании сказанного выше можно утверждать, что мусковитовые и серицитовые аркозы и сланцы, гравелиты, кварцевые конгломераты и гранато(кианито)-ставролитовые кварциты образовались за счет метаморфизма песчаных и грубообломочных песчано-галечных отложений с незначительной примесью глинистого материала.

Мусковито(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы

Метаморфическими эквивалентами рассмотренных выше мусковитовых и серицитовых сланцев являются мусковито(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, распространенные на Межезерском месторождении в отложениях костомукшской свиты, где они ритмично чередуются с лептитовидными биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами, образуя прослои мощностью 0,5—0,1 м или пачки общей мощностью 80—100 м.

Мусковито(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, развитые в зонах амфиболитовой фации метаморфизма, представляют собой среднезернистые, обычно слонистые породы светлого желтовато-серого и серого цвета, содержащие тонкие (0,1—0,3 мм мощностью), согласные со сланцеватостью прожилки сульфидов. В ритмичнослоистых разностях биотито-мусковито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев нижние части ритмов мощностью 0,5—1 см сложены туфогенными биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами, по направлению к вер-

хам ритмов постепенно переходящими в мусковитовые разности, которые имеют мощность 5—10 см.

Мусковито (биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы сложены кварцем, плагиоклазом, мусковитом, биотитом. Преобладает кварц (45—80%), образующий изометричные и вытянутые по сланцеватости зерна 0,05—0,5 мм в поперечнике с заливообразными очертаниями. Мусковит (7—15%) тесно ассоциирует с биотитом и в большинстве своем образовался, вероятно, за счет замещения биотита. Плагиоклаз по составу относится к олигоклазу, альбит-олигоклазу, изредка к альбиту и составляет от 5 до 15—20%, иногда до 30—45% объема породы. В единичных случаях в мусковито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцах были встречены линзовидные обособления длиной 3—5 мм, выполненные серицитом с примесью хлопьевидных частиц графита и представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по ставролиту (?).

Структура мусковито-(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев гранолепидобластовая, лепидогранобластовая. Химический состав нескольких образцов этих пород приведен в табл. 5 (анализы 78—81). Анализированные породы характеризуются довольно высоким содержанием окиси кремния, окиси алюминия и низким содержанием железа. Фигуративные точки их состава на диаграмме Симонена (рис. 16) падают в поле песчаников, в одних случаях (анализы 80, 81) приближаясь к полю глинистых пород, в других — к полю вулканогенных пород (анализы 78, 79). На диаграмме Ниггли (рис. 17) эти породы ложатся в поле остаточных отложений и глинистых осадков, за исключением анализа 79, располагающегося в поле изверженных пород вблизи границы с полем глинистых осадков.

Исходя из минералогического, химического состава, структурно-текстурных особенностей мусковито (биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев, можно считать их образовавшимися за счет песчано-глинистых и песчаных осадков, содержащих примесь глинистого, а иногда туфового материала.

По минеральным ассоциациям описываемые породы соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма.

Графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами

Среди сульфидсодержащих графитистых пород, принимающих участие в строении сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, по минералогическому составу выделяются:

1. Кварцево-биотитовые, биотито-кварцевые графитистые сланцы и полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом.

2. Серицитовые графитистые сланцы.

Кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые графитистые сланцы представляют собой тонкозернистые, обычно тонкослоистые филлитовидного облика породы темно-серого до черного цвета, для которых характерно присутствие согласных со сланцеватостью кварцевых прожилков и сульфидов, концентрирующихся в виде тонких прерывистых полосок на плоскостях сланцеватости. Слоистость обусловлена чередованием темно-серых существенно графитистых прослоев с более светлыми кварцевыми и кварцево-биотитовыми прослоями мощностью 0,2—2 см, в редких случаях до 5—10 см,

Главными пороодообразующими минералами кварцево-биотитовых и биотито-кварцевых графитистых сланцев служат кварц (50—60%), биотит (10—30%), графит (от 2—3 до 5%). В небольших количествах в них присутствуют сульфиды, плагиоклаз, хлорит, серицит, мусковит,

Химический состав осадочных алюмосиликатных пород

№ анализа	Название породы	№ образца	Район (месторождение)	Окислы,							
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	
69	Биотито-кварц-полевошпатовый сланец (цемент конгломерата)	849—1	Межезерское	58,48	0,59	17,15	1,93	5,32	0,20	4,74	
70	Биотито-кварц-полевошпатовая порода с порфировой структурой из гальки конгломерата	530	"	63,66	0,51	16,68	2,59	2,54	0,10	2,39	
71	Биотито-кварц-полевошпатовая порода с лепидогранобластовой структурой из гальки с незначительным количеством кварцево-биотитового цемента	804—7	"	58,00	0,63	16,57	3,73	4,62	0,20	3,50	
72	Мусковито-кварцевый сланец	2887	Большезерское	77,98	0,38	15,33	0,91	0,25	0,01	0,88	
73	Плагиоклазо-микроклино-кварцевый сланец	3171	"	77,64	0,25	13,59	1,0	0,57	—	0,17	
74	Микроклин-мусковито-кварцевый сланец	3624—9	"	79,20	0,02	12,10	1,16	0,07	следы	0,61	
75	Слоистый плагиоклазо-кварцево-серицитовый сланец с биотитом	41	Костомукшское	69,23	0,65	19,30	0,30	0,45	0,01	1,00	
76	Аркозовидный серицито-кварцевый сланец	2501—1	"	73,14	0,20	17,11	1,12	0,78	следы	0,74	
78	Мусковито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец	3—24	Межезерское	69,96	0,46	16,78	1,20	1,64	0,09	1,21	
79	Биотито-полевошпато-мусковито-кварцевый гнейсо-сланец	2—91	"	72,58	0,48	14,49	0,41	2,50	0,04	0,90	
80	Мусковито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец с „пятнистыми“ обособлениями	3—26	"	66,81	0,37	15,82	2,22	2,57	0,06	3,52	
81	Биотито-мусковито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец	113—4	"	61,41	0,68	21,97	3,02	1,58	0,17	1,51	
82	Кварцево-биотитовый графитистый сланец	96—37	Костомукшское	64,58	0,13	9,73	1,95	9,32	0,15	1,69	
83	Кварцево-биотитовый графитистый сланец	33—2	"	61,38	0,43	14,36	1,52	7,00	0,10	2,06	
84	Кварцево-биотитовый графитистый сланец	196—7	"	66,69	0,13	12,19	2,78	6,05	0,09	2,17	
88	Кварцево-биотитовый графитистый сланец	7—7	Хедозерское	56,60	0,74	18,98	1,23	7,24	0,10	3,89	
89	Биотито-кварцевый гнейсо-сланец с графитом и сульфидами	68—9	Межезерское	34,63	0,21	2,41	2,74	32,57	0,06	1,38	

Таблица 5

(сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация)

в весовых %							Коэффициент по Н. П. Семененко				Числа Ниггли					Аналитик
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	S (в сум- му не выходит)	Сумма	F	A	M	C	al	fm	c	alk	si	
2,19	3,83	2,84	0,27	2,39	не опр.	100,43	—	—	—	—	32	43	8	17	186	В. А. Ахво- нен
4,75	4,29	1,59	0,10	1,18	.	100,38	—	—	—	—	36	28	18	18	230	Г. И. Капу- стина
4,74	3,77	2,64	0,21	1,73	.	100,34	—	—	—	—	30	37	16	17	180	.
0,29	1,13	1,35	0,02	1,83	.	100,36	8	78	11	3	67	17	2	14	573	Н. Д. Маль- кова
0,08	0,81	5,05	—	1,22	.	100,38	13	84	2	1	59	11	1	29	575	В. А. Донль- ницына
—	0,21	5,40	0,05	1,30	.	100,12	10	80	10	—	57	14	—	29	631	А. И. Федо- сеев
1,90	1,66	5,93	0,25	1,56	.	100,34	4	73	10	13	58	11	10	21	354	Р. С. Мель- янцева
0,87	0,76	3,10	0,14	2,14	.	100,19	11	74	8	7	62	15	6	17	449	Н. Д. Маль- кова
0,62	1,88	4,72	0,17	2,22	.	100,45	15	67	13	5	50	21	4	25	363	Г. И. Капу- стина
1,09	3,90	1,90	0,32	1,87	.	100,48	18	63	10	9	46	21	6	27	392	.
не обн.	0,45	4,40	0,22	3,99	.	100,43	21	51	28	0	43	42	0	15	309	Т. М. Бра- гина
1,21	1,10	4,35	0,15	2,96	.	100,13	18	65	11	6	54	25	5	16	255	.
2,03	4,23	1,86	0,03	3,91	.	99,87	47	29	13	11	23	47	8	21	259	Н. Д. Маль- кова
1,53	1,15	6,54	0,05	3,53	0,86	99,65	34	42	15	9	33	40	6	21	241	.
2,11	3,88	1,60	0,08	1,67	1,12	100,13	36	36	17	11	29	42	9	20	295	.
0,75	1,25	4,18	0,26	5,04	не опр.	100,29	28	45	24	3	39	45	3	13	191	Т. М. Бра- гина
1,11	1,47	1,72	0,12	13,59	16,69	92,01	87,0	5	6	2	5	86	2	7	102	Г. И. Капу- стина

№ анализа	Название породы	№ образца	Район (месторождение)	Окислы,						
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
91	Микроклинизированный эпидото-биотитовый гнейс	2624	Костомукшское	68,83	0,27	6,53	2,94	4,60	0,01	2,08
92	Эпидото-биотитовый гнейс	2622—2	"	55,78	1,40	21,60	1,91	4,35	0,11	2,50
93	Биотитовый гнейс	2560—4	"	70,98	0,55	17,85	—	1,98	0,30	1,03
94	Биотитовый гнейс	2502—1	"	73,52	0,20	14,24	0,80	1,79	0,10	1,33
95	Гранато-ставролитовый гнейс	3649—1	Большезерское	58,00	0,51	18,92	5,91	4,91	0,01	3,85
96	Ставролитовый гнейс	2673	"	63,82	0,59	13,59	3,96	5,00	0,07	3,15
97	Гранато-биотитовый гнейс	2882—2	"	64,11	0,73	15,62	2,23	5,37	0,06	2,54
98	Ставролитовый гнейс	3252	"	63,24	0,59	16,99	2,67	4,31	следы	2,35
99	Ставролит-кианитовый кварцит	3611—7	"	80,68	0,55	15,22	не обн.	2,57	0,18	0,02

карбонат, эпидот и редкие зерна апатита, коричневого турмалина и магнетита. Тонкораспыленный графит равномерно распределен в породе или концентрируется в слюдистых прослоях (табл. VIII, 1) и гораздо реже скапливается в виде самостоятельных прослоев и неправильных пятен размером 0,1—0,15 мм в поперечнике. Кварц образует удлиненные в направлении сланцеватости зерна до 0,1 мм длиной и 0,02—0,04 мм в поперечнике. Структура сланцев микрогранолепидобластовая и микролепидогранобластовая.

Биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом развиты в зонах амфиболитовой фации регионального метаморфизма. От графитистых сланцев они отличаются большей степенью перекристаллизации, более крупными размерами составляющих породу зерен, повышенным содержанием плагиоклаза и несколько меньшим содержанием графитистого вещества и биотита.

Макроскопически биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом представляют собой средне- и мелкозернистые, обычно тонкослоистые породы, в которых чередуются прослои мощностью 0,3—2 см с различным содержанием биотита и графита. Иногда в биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцах с графитом наблюдается мелкая ритмичная слоистость (мощность ритмов 5—20 см), обусловленная постепенным увеличением содержания графита по направлению к верхним частям ритмов.

Гнейсо-сланцы с графитом сложены изометричными и вытянутыми в направлении сланцеватости зернами кварца (50—70%) 0,1—0,3 мм в поперечнике, биотитом (10—20%) и плагиоклазом (10—20%), относящимся к олигоклаз-андезину, андезину. Содержание графита в них обычно колеблется в пределах 1—3%, в единичных случаях достигая 5% объема породы. В гнейсо-сланцах, в отличие от графитистых сланцев, графит, как правило, образует хлопьевидные частицы 0,01—0,05 мм

в весовых %							Коэффициент по Н. П. Семененко				Числа Ниггли					Аналитик
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	S (в сум- му не входит)	сумма	F	A	M	C	al	fm	c	alk	si	
7,80	3,37	2,24	0,09	0,86	не опр.	99,62	24	19	16	41	16	32	33	19	276	Р. С. Мель- янцева
5,70	1,63	2,35	0,20	1,71	.	99,74	18	47	13	22	42	28	20	10	180	.
2,8	1,79	1,69	0,12	0,54	.	99,63	9	64	9	18	53	18	15	14	360	.
4,45	1,64	0,54	0,22	0,66	.	99,49	12	49	11	28	44	21	25	10	384	Н. Д. Маль- кова
1,51	1,61	2,87	0,30	1,85	.	100,25	32	41	21	6	37	47	5	11	192	.
2,45	3,15	1,88	0,29	2,15	.	100,10	32	35	21	12	30	44	10	16	238	.
2,32	2,84	1,84	0,28	2,09	.	100,03	29	43	17	11	36	39	10	15	253	Г. И. Капу- стина
3,50	2,96	1,52	0,20	1,39	.	99,72	26	41	16	17	38	34	14	14	237	.
0,14	0,15	0,05	0,16	0,26	.	99,81	17	82	0	1	84	14	1	1	564	В. А. Ахво- нен

в поперечнике, концентрирующиеся иногда в неотчетливые пятна и прослои. Структура породы лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, иногда микрослоистая, обусловленная различной концентрацией в прослоях биотита и графита. Графит в графитистом кварцево-биотитовом сланце (обр. 59—36) и гнейсо-сланце (обр. 147—45) Костомукшского месторождения определялся методом термографии на пирометре Курнакова при постепенном повышении температуры от 20 до 1000°C со скоростью подъема температуры 50° в минуту. Полное выгорание углерода в графитистом сланце происходило при 600—700°C (количество графита в породе составляло 2—2,5%). При обогащении этого образца выгорание наступало при 800°C, что позволяет отнести углеродистое вещество к переходной разности шунгит-графит. В гнейсо-сланце углеродистое вещество дает экзотермический пик при 900°C, что соответствует окислению графита. На дебаэграмме этих двух образцов также были обнаружены достаточно четкие линии графита.

Серицитовые графитистые сланцы от кварцево-биотитовых графитистых сланцев отличаются присутствием наряду с биотитом серицита в качестве порообразующего минерала.

Химический состав графитистых сланцев и биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев с графитом приведен в табл. 5 (анализы 82—89).

Сланцы Костомукшского месторождения (анализы 82, 83) на диаграмме Симонена (рис. 16) ложатся в поле песчаников вблизи поля вулканогенных пород, а на диаграмме Ниггли— в поле изверженных пород (рис. 17). Точка, отражающая состав кварцево-биотитового графитистого сланца Хедозеро-Большезерского железорудного месторождения (анализ 88), попадает на упомянутых диаграммах в поле глинистых пород.

Учитывая тесную связь графитистых сланцев и биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев с графитом с туфогенными кварцево-биотитовыми сланцами и гнейсо-сланцами, а также их химический, минерало-

гический состав, можно предположить, что исходным материалом для образования этих пород служили песчано-глинистые, глинистые осадки, иногда в значительной мере содержащие примесь туфового материала.

Для уточнения генетической природы алюмосиликатных графитсодержащих пород гимольской серии был использован треугольник (рис. 20) колебаний составов различных генетических типов глин Русской платформы (Ронов, Хлебникова, 1957). Точки составов графитистых сланцев и гнейсо-сланцев с графитом на этой диаграмме располагаются в поле сплошного развития глин холодного, умеренного климата и морских глин, которые характеризуются высоким содержанием алевролитовой фракции и повышенным содержанием кремнезема, окиси натрия и калия.

Сходство описываемых пород с этим генетическим типом глин объясняется, вероятно, примесью значительного количества слабо выветрелого туфового материала в отложениях, служивших исходным осадком для образования графитистых сланцев и гнейсо-сланцев с графитом.

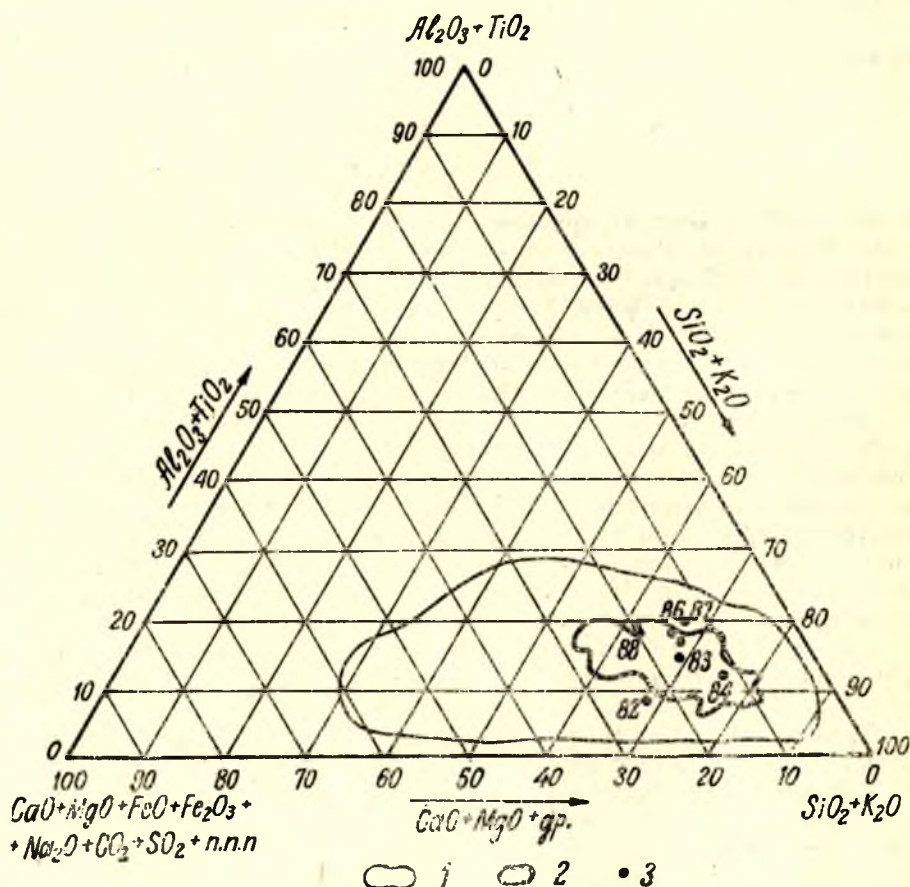


Рис. 20. Треугольник колебаний состава континентальных глин холодного и умеренно-холодного климатических поясов:

1 — поле развития континентальных глин холодного и умеренно-холодного климатических поясов; 2 — поле сплошного развития глин холодного и умеренно-холодного климатических поясов, в пределах которых имеется значительное число точек составов морских глин; 3 — фигуративные точки составов графитистых сланцев гимольской серии.

Повышенное содержание в графитистых сланцах углеродистого вещества и сульфидов говорит о том, что формирование первичных осадков происходило в условиях восстановительной среды. По минеральным ассоциациям графитистые сланцы относятся к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а гнейсо-сланцы с графитом — к амфиболитовой фации.

По данным полуколичественного спектрального анализа, для графитистых сланцев и гнейсо-сланцев с графитом гимольской серии характерно довольно большое разнообразие элементов-примесей при низких содержаниях большинства из них. В этих породах постоянно присутствуют Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Zn, Ni, Zr, Sr, Gr, Ba, Be. В графитистых сланцах Костомукшского месторождения, кроме того, содержится Ge. Из перечисленных элементов кларковых величин достигает содержание Cr, Ga, иногда V и Ni.

Биотитовые, гранато-биотитовые и ставролитовые гнейсы и сланцы

Биотитовые, гранато-биотитовые гнейсы, местами содержащие ставролит, и близкие к ним по составу сланцы широко распространены в Большезерском районе. Внешне биотитовые гнейсы представляют собой мелкозернистые серые породы с неясно выраженной слоистостью. Гранато-биотитовые и ставролитовые гнейсы — разномасштабные, сравнительно массивные породы с порфиروبластовой и гелицитовой структурами и гранобластовой, лепидогранобластовой структурами основной массы (Стенарь, 1965).

Биотитовые гнейсы, кроме Большезерского района, незначительно развиты на Костомукшском месторождении. Здесь среди них выделяются среднезернистые разновидности с отчетливой гнейсовидной текстурой и мелкозернистые, иногда тонкослоистые породы, в которых гнейсовидная текстура выражена неотчетливо. Породообразующими минералами как мелко-, так и среднезернистых гнейсов являются плагиоклаз (25—65%), кварц (15—30%), биотит (10—30%). В незначительных количествах присутствуют микроклин, эпидот, мусковит, сине-зеленая роговая обманка, хлорит, магнетит, апатит, сфен, редко гранат. В среднезернистых разновидностях в качестве породообразующих минералов отмечаются иногда эпидот и обыкновенная роговая обманка. При одинаковом минералогическом составе среднезернистые и мелкозернистые биотитовые гнейсы различаются основностью и характером развития плагиоклаза. Плагиоклаз среднезернистых гнейсов принадлежит к олигоклаз-андезину (26—34% An). Нередко он катаклазирован и переполнен включениями мелких зерен апатита, эпидота, кварца. В мелкозернистых разновидностях плагиоклаз характеризуется четким двойниковым строением, не содержит включений и относится к андезину № 30—40.

Структура биотитовых гнейсов гетеробластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая.

Точки, отражающие химический состав (табл. 5, анализы 91—94) биотитовых гнейсов Костомукшского месторождения, на диаграмме Симонена (рис. 16) попадают в поле песчаников (анализы 93, 94) вблизи поля вулканогенных пород и в поле вулканогенных пород (анализ 92). На диаграмме Ниггли (рис. 17) они в основном ложатся в поле изверженных пород вблизи границы с полем глинистых осадков (анализы 91, 92, 94) и в одном случае (анализ 93) в поле глинистых осадков. Вероятно, для образования биотитовых гнейсов Костомукшского района исходными осадками служили туфо-песчаные отложения, иногда содержащие в небольших количествах примесь глинистого материала.

В гранато-ставролитовых и гранато-биотитовых гнейсах Большезерского района, кроме высокого содержания кремнезема и глинозема, отмечается также высокое содержание железа, окиси магния и кальция (табл. 5, анализы 95—98). Точки, характеризующие их состав (анализы 96, 97, 98), на диаграмме Симонена располагаются в поле песчаников, приближаясь к полю вулканогенных пород, а на диаграмме Ниггли — в поле изверженных пород у границы с полем глинистых осадков.

Принимая во внимание минералогический состав и химические особенности биотитовых, гранато-биотитовых и ставролитовых гнейсов и сланцев, можно предположить, что первичным материалом для их образования служили песчано-глинистые осадки с примесью кислых туфов.

По минеральным ассоциациям (биотит — андезин — кварц, гранат — (ставролит) — биотит — плагиоклаз — кварц) описываемые породы относятся к амфиболитовой фации метаморфизма.

Б. Метаморфизованные вулканогенные породы

Биотито-кварцевые туфосланцы, гнейсо-сланцы и туфобрекчии

Биотито-кварцевые туфосланцы в сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации имеют незначительное распространение. В небольшом количестве они встречаются в отложениях костомукшской свиты и нижней толщи Костомукшского месторождения, а также на Хедозеро-Большезерском месторождении.

По минералогическому и химическому составу биотито-кварцевые туфосланцы сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации очень близки к рассмотренным ниже биотито-кварцевым туфосланцам лептитопорфировой железисто-кремнистой формации, в отложениях которой они широко развиты.

Отличительной особенностью биотито-кварцевых туфосланцев Костомукшского месторождения, залегающих среди отложений сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, является их равномернозернистое, неслоистое сложение. Для туфосланцев Хедозеро-Большезерского месторождения характерно замещение биотита (от частичного до полного) бледно-зеленым хлоритом.

Туфобрекчии имеют незначительное распространение. Они встречаются в нижней толще гимольской серии в Костомукшском районе и в суккозерской свите Гимольского района, где образуют пачки до 100 м мощности.

Макроскопически туфобрекчии представляют собой сланцеватые породы серого цвета, состоящие из обломков и цемента. Обломки обычно имеют овальную форму, вытянуты в направлении сланцеватости и составляют 30—50%, реже до 90% объема породы. В средне- и мелкообломочной брекчии величина обломков меняется от 0,3 до 2 см по длинной оси. В крупнообломочной брекчии обломки имеют размеры 2—10×0,3—2,5 см.

Цемент и большая часть обломков имеют одинаковый (кварцево-биотитовый) состав, текстуру и структуру, но обломки более светло окрашены по сравнению с цементом. Различия в количественно-минералогическом составе обломков и цемента незначительны: в цементе содержится несколько больше биотита, графита, плагиоклаза. Редко в туфобрекчии наблюдаются мелкие обломки порфириидов и кварцитовидной породы.

Хемогенные железисто-кремнистые породы

Железисто-кремнистые породы в составе сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации имеют широкое развитие. Они представлены различными по минералогическому составу железистыми кварцитами.

В зависимости от содержания в этих породах растворимого железа и значения коэффициентов: железистости (F), окисления ($0 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$, отражающий степень рудоносности и окисленности пород), а также соотношения основных породообразующих минералов (магнетита, кварца и железистых силикатов) среди железистых кварцитов выделяются следующие 3 типа пород: окисный, окисно-силикатный и силикатный, которые на треугольной диаграмме системы магнетит — кварц — силикаты (рис. 21) образуют соответственно 3 поля: поле А, поле Б и поле В.

Общим текстурным признаком для железистых кварцитов указанных типов служит полосчатая текстура, характерные особенности которой присущи породам каждой из групп. Так, для железистых кварцитов окисного типа (богатые руды) наиболее типична полосчатая текстура с резким преобладанием мощности рудных прослоев над безрудными (кварцевыми), с отчетливыми или нерезкими (расплывчатыми) контактами смежных прослоев (табл. XI, I). Нечеткий, смазанный характер полосчатости обусловлен присутствием магнетита в кварцевых прослоях, а также чередованием прослоев смешанного состава. Содержание железистых силикатов невелико (не превышает 10—15%). Они не формируют само-

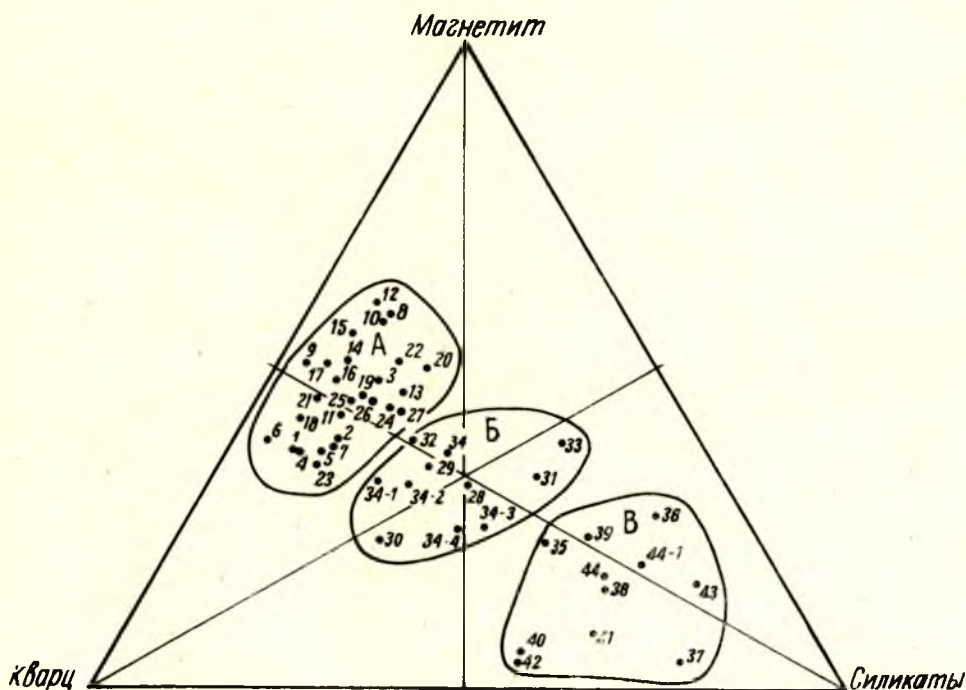


Рис. 21. Химико-минералогический состав пород железисто-кремнистого изохимического ряда: поле А — железисто-кремнистые породы окисного типа (богатые руды); поле Б — железисто-кремнистые породы окисно-силикатного типа (бедные руды); поле В — железисто-кремнистые породы силикатного типа (безрудные кварциты).

Петрографическая характеристика железисто-кремнистых пород окисного типа (богатые руды)

№ п. п.	Порода	Район распространения (месторождение)	Минеральный состав, %		Структура (прослоев)	Текстура	Описание полосчатых текстур (различное сочетание прослоев)	Примечание
			главные минералы	второстепенные минералы				
1	Биотитовые магнетитовые кварциты Разновидности: а) биотитовые магнетитовые кварциты; б) магнетитовые кварциты, почти не содержащие силикатных минералов; в) карбонато-биотитовые магнетитовые кварциты	Костомукшское, Межезерское Костомукшское	Кварц 35—55, магнетит — 37—50, биотит зеленый	Гематит, микроклин, хлорит, мусковит, апатит, редко — кумингтонит. (Костомукшское м-ние)	Гранобластовая, микрогранобластовая, (табл. XVI, 1), микролепидогранобластовая	Тонко- или грубополосчатая с отчетливыми или расплывчатыми контактами смежных прослоев (Костомукшское м-ние)	Существенно кварцевые прослои (с примесью магнетита, карбоната, биотита, хлорита) мощностью 0,2—3 см; магнетитовые прослои (с примесью кварца, биотита или хлорита) мощностью 0,5—4,5 см; прослои смешанного состава (кварц-магнетит, биотит-магнетит, кварц-биотит-магнетит); прослои существенно биотитового состава (редко) мощностью 0,2—0,5 см.	Мелкозернистые породы темно-серого цвета, иногда с розоватым оттенком существенно кварцевых прослоев ввиду примеси гематита
2	Рибекитовые магнетитовые кварциты Разновидности: а) рибекитовые; б) биотито-рибекитовые; в) эгирин-рибекитовые магнетитовые кварциты		Кварц 32—50, магнетит — 37—57, рибекит — до 10—15, биотит, эгирин	Гематит, карбонат, микроклин, мусковит, хлорит, апатит, сульфиды	Гранобластовая, граноматовая (редко) (табл. XII, 1)	Отчетливо полосчатая (тонко- и неравномернополосчатая) и нечетко полосчатая (табл. XI, 1)	Магнетитовые и рибекито-магнетитовые прослои (с небольшой примесью кварца, биотита, карбоната) мощностью 6—10 мм; кварцево-биотито-магнетитовые прослои мощностью 0,5—0,7 мм; существенно кварцевые прослои мощностью 0,7—5 мм (возможна примесь рибекита, биотита, карбоната, магнетита); эгириновые прослои мощностью 1—3 мм (на основе микроскопического исследования).	Мелкозернистые темно-серые породы с синеватым отливом темных рудных прослоев (ввиду примеси рибекита) и с розоватым оттенком кварцевых прослоев (в случае присутствия гематита)

3	Кросситовые магнетитовые кварциты Разновидности: а) кросситовые; б) эгирин-кросситовые; в) биотито-кросситовые магнетитовые кварциты	Костомукшское, редко Межезерское (скв. 103)	Кварц 32—45, магнетит (с гематитом) — 45—60, кроссит — до 10—20, биотит, эгирин	Гематит, микроклин, карбонат, эгирин, апатит	Гранобластовая, нематогранобластовая, порфиробластовая (редко)	Четкополосчатая (Межезерское м-ние); тонко- и неяснополосчатая (Костомукшское м-ние)	Существенно магнетитовые (или гематито-магнетитовые) прослои с кросситом; существенно кварцевые (с магнетитом, гематитом, кросситом, карбонатом); прослои смешанного состава (магнетит, кварц, кроссит, эгирин). Мощность прослоев 0,5—1 см, 5 см, редко до 3 см.	Мелкозернистые породы темно-серого цвета Существенно кварцевые прослои нередко имеют розоватый оттенок (ввиду присутствия гематита)
4	Актинолитовые магнетитовые кварциты Разновидности: а) актинолитовые; б) актинолитобiotитовые и биотито-актинолитовые магнетитовые кварциты (преобладают).	Костомукшское (преобладают) Межезерское	Кварц 35—50, магнетит — 42—52, актинолит и биотит — до 10—15	Биотит, микроклин, карбонат, кроссит, сульфиды	Гранобластовая, гранонематобластовая, порфиробластовая (редко) (табл. XII, 2)	Четкополосчатая: тонкополосчатая (с мощностью прослоев 0,1—1 см); грубо- и неравномернополосчатая (с мощностью прослоев до 2,5—3 см) (табл. XI, 2); неяснополосчатая (редко)	Существенно магнетитовые (с различным содержанием кварца, актинолита, иногда биотита) мощностью 0,2—2,5—3 см; кварцевые (с небольшой примесью магнетита, актинолита) мощностью 0,1—0,6 см; актинолитовые (биотито-актинолитовые) мощностью 0,1—0,3 см (редко, также как прослои смешанного состава).	Породы мелкозернистого сложения, темно-серого цвета
5	Грюнеритовые магнетитовые кварциты	Костомукшское, Гимольское, Межезерское, Тумбареченское, Большезерское	Кварц 35—48, магнетит — 43—53, грюнерит (вместе с биотитом) — до 15—20	Синезеленая роговая обманка, биотит, карбонат, хлорит, сульфиды	Микрогранобластовая, нематогранобластовая, нематобластовая (табл. XII, 3)	Грубополосчатая и нечеткополосчатая (Костомукшское, Межезерское м-ния) (табл. XI, 3); тонко- и четкополосчатая (Гимольское, Тумбареченское, Хедозеро-Большезерское м-ния); тонко- и нечеткополосчатая (Хедозеро-Большезерское, Тумбареченское м-ния)	Существенно магнетитовые (с грюнеритом, кварцем). Мощность прослоев от 0,1—1 см (тонкополосчатые руды) до 1—10 см (грубополосчатые руды); существенно-кварцевые мощностью от 0,1 до 1,5 см; прослои смешанного состава (состоящие из различного количественного сочетания 2 или 3-х минералов: кварца, магнетита, грюнерита) мощностью 0,5—3 см; редкие грюнеритовые мощностью 0,2—0,5 см.	Мелкозернистые породы серого и темно-серого цвета Прослои смешанного состава характерны для тонкополосчатых руд Тумбареченского и Хедозеро-Большезерского м-ний

Химический состав железисто-кремнистых пород окисного типа (богатые руды) сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Группа пород	Название породы	№ образца	Место взятия (месторождение)	Окислы, весовые %													Химические коэффициенты (по Н. П. Семененко)					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	O	F	A	M	C	FM
1	Биотитовые магнетитовые кварциты	Магнетитовый кварцит с биотитом	96—25	Костомукшское	55,94	0,19	1,61	25,53	13,49	0,02	1,22	1,21	0,50	0,54	0,01	0,47	100,26	0,8	88,3	2,8	5,2	3,7	93,5
2		Карбонато-биотито-магнетитовый кварцит	170—12	"	47,64	0,25	1,69	25,13	13,31	0,09	2,55	4,32	0,70	0,16	0,03	3,88	99,75	0,85	76,1	2,6	9,5	11,7	85,6
3		Биотито-магнетитовый кварцит с гематитом	46—15	"	40,72	0,01	3,68	38,15	13,38	следы	1,37	1,25	не обн.	0,08	не обн.	1,48	100,12	1,3	87,8	4,8	4,5	2,9	92,3
4		Гематитсодержащий магнетитовый кварцит	96—7	"	56,15	0,11	0,57	29,17	10,35	0,02	0,24	2,29	следы	следы	0,06	1,20	100,29	1,25	90,8	1,1	0,9	7,2	91,7
5		Хлорито-карбонато-магнетитовый кварцит	96—8	"	50,3	0,29	2,07	24,17	11,75	0,08	2,48	3,61	0,04	2,31	0,09	2,86	100,62	0,94	76,4	3,4	9,9	10,3	86,3
6		Магнетитовый кварцит с биотитом и хлоритом	3—32	Совдозерское	57,07	0,14	не обн.	26,79	13,05	0,02	0,62	1,67	0,09	0,17	0,05	1,06	100,73	1,28	93,4	0	2,2	4,4	95,6
7	Товые кварциты	Биотито-рибекитовый магнетитовый кварцит с карбонатом	96—26	Костомукшское	49,62	0,20	1,44	25,34	13,76	следы	3,45	2,95	0,08	0,22	0,08	2,51	99,65	0,83	77,0	2,1	12,8	8,0	89,8
8		Рибекито-магнетитовый кварцит с гематитом	96—6	"	34,86	0,19	не обн.	44,52	16,82	"	1,30	1,49	0,26	0,81	0,04	0,75	100,29	1,13	93,14	0	3,8	3,1	96,9

9	Рибекитовые магнети- товые кварциты	Рибекито-магнети- товый кварцит с гематитом	96—10	"	46,68	0,15	не обн.	36,02	15,32	"	1,43	0,86	0,30	0,12	0,04	1,71	100,92	1,06	92,9	0	5,0	2,1	97,9
10		Эгирин-рибекито- вый магнетито- вый кварцит с с гематитом	89—51	"	33,28	0,03	1,40	43,50	16,30	0,02	1,32	1,22	1,88	0,40	0,04	0,61	100,00	1,20	90,7	1,6	3,8	4,0	94,5
11		Эгирин-рибекито- вый магнетито- вый кварцит	145—11	"	46,51	0,33	2,98	30,74	12,50	0,10	3,46	1,54	0,11	1,18	0,11	—	99,56	1,10	80,0	3,9	12,0	4,0	92,0
12	Кросситовые магнетитовые кварциты	Кросситовый магнетитовый кварцит с гема- титом	202—43	"	33,17	0,03	2,00	44,0	17,60	0,02	1,44	1,12	0,54	0,50	0,02	0,07	100,51	1,10	90,3	2,0	4,1	2,0	94,4
13		"	78—14	"	38,08	0,09	3,33	44,11	10,32	сле- ды	1,67	1,01	1,20	0,26	0,13	0,23	100,43	1,9	88,4	4,0	5,2	2,3	93,6
14		"	164—9	"	41,62	0,06	—	41,38	14,52	0,02	1,04	0,58	0,50	0,40	—	0,03	100,15	1,28	95,4	0	3,3	1,3	98,7
15		Эгирин-кроссито- вый магнетито- вый кварцит	129—22	"	39,04	0,04	—	39,66	17,11	0,03	1,54	1,57	0,60	0,20	—	0,19	99,98	1,0	91,9	0	4,6	3,5	96,5
16		Кросситовый маг- нетитовый квар- цит	103—24	Меже- зерское	44,54	0,16	1,59	32,15	16,34	0,15	1,73	2,14	0,25	0,25	0,03	0,48	100,08	0,9	86,8	2,2	5,8	5,2	92,6
(P ₂ O ₅ = = 0,27)																							
17	Актинолитовые магне- титовые кварциты	Актинолитовый магнетитовый кварцит	141—3	Косто- мукш- ское	44,22	сле- ды	0,17	34,26	16,42	0,03	1,09	1,73	0,54	0,64	—	0,24	99,73	0,9	92,8	0,2	3,3	3,7	96,1
18		"	161—18	"	52,56	"	1,88	29,15	13,01	0,03	1,19	1,13	0,34	1,64	—	0,24	100,65	1,0	88,9	3,0	4,9	3,2	93,8
19		Актинолитовый магнетитовый кварцит с крос- ситом	83—14	Меже- зерское	43,64	0,12	2,19	31,35	17,62	0,26	2,19	1,39	0,18	1,07	—	0,29	100,26	0,8	87,5	3,0	7,4	3,4	94,9

№ анализа	Группа пород	Название породы	№ образца	Место взятия (месторождение)	Окислы, весовые %													Химические коэффициенты (по Н. П. Семенову)					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. л.	сумма	O	F	A	M	C	FM
20	Грюнеритовые магнетитовые кварциты	Грюнерито-магнетитовый кварцит	85—26	Костомукшское	37,24	0,19	не обн.	34,93	24,40	сле- ды	1,63	0,48	не обн.	не обн.	0,01	2,71	101,59	0,65	^{93,95}	0	4,9	1,1	98,9
21		Биотито-грюнеритовый магнетитовый кварцит	96—24	"	48,25	0,20	"	30,93	17,74	"	1,32	0,94	"	0,14	0,14	1,97	99,06	0,78	92,8	0	4,8	2,4	97,6
22		Тонкопослойчатый грюнерито-магнетитовый кварцит	3—47	Межезерское	36,15	0,09	2,08	36,47	20,94	0,50	1,73	1,25	0,19	0,14	0,09	0,53	100,30	0,75	89,8	2,5	5,0	2,6	94,8
23		"	21—12	Гимолы	56,21	0,04	2,10	23,63	14,80	0,06	1,24	1,25	0,16	0,15	0,01	0,56 (S — 0,14) (P ₂ O ₅ — 0,13)	100,21	0,71	87,3	3,7	5,2	3,8	92,5
24		Грюнеритовый магнетитовый кварцит	3—18	Тумбареченское	44,39	0,08	2,41	29,85	19,42	0,06	0,96	2,33	0,20	сле- ды	не обн.	0,75	100,45	0,70	87,8	3,3	3,3	5,6	91,1
25		"	1—13	"	47,70	0,11	0,60	30,11	18,70	0,13	1,50	0,48	0,21	"	0,07	0,63	100,24	0,72	92,5	0,9	5,3	1,3	97,8
26		"	3651—1	Большезерское	45,16	0,12	1,87	30,02	17,93	0,07	1,14	2,48	0,19	не обн.	0,28	1,77	101,03	0,75	87,3	2,5	3,9	6,3	91,2
27		Грюнеритовый магнетитовый кварцит (с роговой обманкой)	7—2	Хедо- зерское	42,90	0,14	1,43	29,10	19,97	0,15	1,02	3,06	0,04	0,10	0,12	1,72	99,75	0,66	87,4	1,9	3,4	7,3	90,8

Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии (г. Петрозаводск) аналитиками: В. А. Ахвонен (№ 26); Т. М. Брагиной (№ 25); В. А. Доильницинной (№ 16, 27); Г. И. Капустиной (№ 19, 21—24); Н. Д. Мальковой (№ 1, 3—6, 8, 17, 18, 20); Р. С. Мельянцевой (№ 11); А. И. Федосеевой (№ 2).

стоятельных прослоев, а концентрируются обычно в рудных (магнетитовых) прослоях породы.

При переходе к железистым кварцитам окисно-силикатного типа (бедные руды) количество магнетита уменьшается, а содержание железистых силикатов, образующих самостоятельные прослои, возрастает. Слоистость становится равномерной с примерно одинаковой мощностью (0,5—2 см) рудных и силикатных прослоев (табл. XI, 2).

Для железистых кварцитов силикатного типа (безрудные кварциты) характерна грубая и четкая слоистость, которая обусловлена чередованием светлых кварцевых прослоев с темными — биотитовыми, амфиболовыми прослоями (табл. XI, 3). Рудные прослойки обычно редки и маломощны (0,2—0,5 см). Среди безрудных кварцитов обычны также неясно-полосчатые, лишенные кварцевых прослоев сланцеватые породы, содержащие магнетит в виде равномерной вкрапленности (Межезерское, Гимольское месторождения). В безрудных кварцитах нередко также присутствует красный гранат, концентрирующийся в амфиболовых прослоях породы (Гимольское, Костомукшское месторождения, табл. XI, 9).

Железистые кварциты окисного типа (богатые руды)

Железистые кварциты окисного типа объединяют наиболее обширную и разнообразную в минералогическом отношении группу пород, представленную биотитовыми, рибекитовыми, кросситовыми, актинолитовыми и грюнеритовыми магнетитовыми кварцитами. Эти породы состоят в основном из магнетита и кварца с незначительной примесью (3—12%) железистых силикатов и карбонатов (рис. 21, поле А). Во всех перечисленных выше разновидностях магнетитовых кварцитов (кроме грюнеритовых) отмечается также присутствие гематита. Краткая петрографическая характеристика железистых кварцитов окисного типа приведена в табл. 6. Описание основных породообразующих минералов дано в главе VI.

В химическом отношении железистые кварциты окисного типа (табл. 7, анализы 1—27) представляют собой железисто-кремнистые породы с незначительной примесью окислов магния, кальция, отчасти глинозема и щелочей. Для пород этой группы характерны содержание растворимого железа в количестве больше 30%, значительное содержание окисного железа (24—44%) и преобладание его над закисным. Поэтому коэффициент окисления ($0 = \frac{F_2O_3}{FeO}$) пород колеблется от 0,8 до 1,9, снижаясь в грюнеритовых рудах до 0,65—0,7 (хотя коэффициент железистости в них остается высоким). Коэффициент железистости (F) для пород всей группы колеблется в пределах 76—95. Характерной особенностью железистых кварцитов окисного типа является также незначительное содержание (или отсутствие) глинозема. Коэффициент глиноземистости (A) для них изменяется в пределах 0—4. Железистые кварциты этой группы относятся к богатым рудам.

Полуколичественное (и количественное на Ge) спектроскопическое определение элементов-примесей в железистых кварцитах окисного типа (богатые руды) различных районов показало незначительное разнообразие и невысокое содержание этих элементов. Причем, устойчивый комплекс в рассматриваемых породах представлен следующими элементами-примесями: Mn, Ga, Ge, Ti, Cu, Ni и Sr. При этом устанавливается, что элементы-примеси в железистых кварцитах окисного типа присутствуют в основном в нижекларковых количествах, за исключением Mn и Ge, концентрация которых превышает кларки этих элементов в земной коре (Виноградов, 1962) в 1,5—4 раза.

Помимо отмеченных выше элементов-примесей, характерных для богатых руд всех месторождений Карелии, в рудах Межезерского месторождения присутствует Ве, в рудах Костомукшского — Рb, Гимольского — Zn.

Железистые кварциты окисно-силикатного типа (бедные руды)

Железистые кварциты окисно-силикатного типа имеют сравнительно небольшое распространение в рудных толщах и являются переходными между богатыми рудами и безрудными кварцитами. По сравнению с железистыми кварцитами окисного типа в породах этой группы уменьшается содержание магнетита, отчасти кварца и соответственно увеличивается содержание железистых силикатов.

На диаграмме (рис. 21) эти породы обособляются в поле Б и характеризуются примерно одинаковым соотношением магнетита, кварца и железистых силикатов.

Петрографически среди железистых кварцитов окисно-силикатного типа в составе сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации выделяются магнетито-биотитовые кварциты и существенно грюнеритовые магнетитовые кварциты. Петрографическая характеристика этих пород приведена в табл. 8.

В химическом отношении железистые кварциты окисно-силикатного типа (табл. 9, анализы 30—34) по сравнению с породами окисного типа характеризуются большим содержанием закисного железа, хотя по-прежнему окисное железо преобладает над закисной его формой. В них понижаются значения коэффициентов окисления (0,2—0,7) и железистости (72—87), а также содержание растворимого железа (20—30%).

В то же время для железистых кварцитов этого ряда характерно повышение роли глинозема (коэффициент глиноземистости в них изме-

Петрографическая характеристика железисто-кремнистых

Порода	Район распространения (месторождение)	Минеральный состав, %		Структура (прослоев)
		главные минералы	второстепенные минералы	
Магнетито-биотитовые кварциты	Костомукшское	Кварц — 25—45, магнетит — 30—40, биотит — 25—40	Карбонат, хлорит, коричневый биотит	Гранобластовая, лепидогранобластовая, гранолепидобластовая
Существенно грюнеритовые магнетитовые кварциты. Разновидности: а) грюнеритовые; б) роговообманково-грюнеритовые; в) биотито (роговообманково)-грюнеритовые магнетитовые кварциты.	Костомукшское (преобладают), Межезерское, Большезерское, Гимольское, Тумбареченское	Кварц — 20—40, магнетит — 33—40, грюнерит (с синезеленой роговой обманкой) — 25—45, биотит — 5—10	Биотит, синезеленая роговая обманка, карбонат, гранат, сульфиды	Гранобластовая, нематогранобластовая, фибробластовая, гранобластовая (рис. XII, 5)

няется в пределах от 1 до 10). Магнетитовые кварциты описываемой группы бедны по содержанию магнетита.

Спектроскопическое изучение железистых кварцитов силикатно-окисного типа показало невысокие содержания в них элементов-примесей и малое их разнообразие. Однако в железистых кварцитах окисно-силикатного типа по сравнению с породами окисного типа концентрация элементов-примесей и их разнообразие несколько увеличиваются. Постоянные спутники рассматриваемых пород — следующие элементы-примеси: Mn, Ga, Ge, Ti, Cu, Ni и Cr. Элементы-примеси присутствуют в породах в нижекларковых количествах или в количествах, близких к кларку в земной коре. Исключение здесь, как и для богатых разностей руд, составляют Mn и Ge, концентрация которых превышает среднее содержание этих элементов в земной коре (Виноградов, 1962) в 2—4 раза.

Кроме перечисленных выше элементов-примесей, характерных для железистых кварцитов окисно-силикатного типа, в ряде месторождений, связанных с проявлением кислого вулканизма, спектроскопические исследования показали присутствие и других элементов. Так, для пород Межезерского месторождения характерно присутствие Be, V; для Тумбареченского и Гимольского — Zn; для Костомукшского месторождения — Be, Pb, Zn, Ba.

Железистые кварциты силикатного типа (безрудные кварциты)

При дальнейшем уменьшении содержания магнетита и соответственно увеличении количества силикатных минералов бедные руды постепенно переходят в безрудные кварциты — железисто-кремнистые породы силикатного типа. Эти породы пользуются довольно широким распространением и наблюдаются среди рудоносных толщ всех районов Карелии. По сравнению с бедными рудами в безрудных кварцитах уменьшается

Таблица 8

пород окисно-силикатного типа (бедные руды)

Текстура	Описание полосчатых текстур (различное сочетание прослоев)	Примечание
Отчетливо полосчатая	Кварцево-магнетитовые прослои мощностью 0,2—0,5 см; существенно кварцевые и существенно биотитовые прослои мощностью 0,5—0,7 см; биотито-кварцево-магнетитовые (Совдозерское м-ние);	Сходны с биотитовыми разностями богатых руд, отличающаяся от них только меньшим содержанием магнетита и большим — биотита
Грубополосчатая: четко и неяснополосчатая (Костомукшское, отчасти Межезерское м-ния); тонкополосчатая: отчетливо полосчатая и неяснополосчатая, сланцеватая (Межезерское, Гимольское, Тумбареченское, Хедозерское м-ния) (табл. XI, 4, 5)	Магнетитовые (с примесью грюнерита, кварца); существенно кварцевые прослои (с грюнеритом, кварцем); кварцево-магнетитовые, магнетито-кварцевые; грюнерито-магнетитовые и магнетито-грюнеритовые; роговообманково-грюнеритовые. Мощность прослоев 0,1—1,5 см	Неяснополосчатые разности Межезерского месторождения напоминают сланцы

Химический состав железисто-кремнистых пород окисно-силикатного (бедные железисто-кремнистой

№ анализа	Группа пород	Название породы	№ образца	Место взятия (месторождение)	Окислы,				
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
30	Породы окисно-силикатного типа (бедные руды)	Магнетито-биотитовый кварцит	128—34	Костомукшское	56,78	0,15	5,53	15,29	14,14
31		Грюнеритовый магнетитовый кварцит	41—4	.	39,60	0,12	3,06	22,29	26,71
32		Грюнерито-биотитовый магнетитовый кварцит	128—41	.	46,32	0,07	0,33	26,00	20,28
34		Грюнерито-магнетитовый кварцит	3—46	Межезерское	44,48	0,16	1,72	24,32	22,56
34—1		Биотито-грюнерито-магнетитовый кварцит	182—16	Костомукшское	53,82	0,17	не обн.	22,15	18,43
34—2		Грюнерито-магнетитовый кварцит	217—8	.	51,62	0,09	1,24	21,20	20,24
34—4		Магнетито-грюнеритовый кварцит	51—1	.	52,56	0,09	2,51	15,36	21,12
35	Породы силикатного типа (безрудные кварциты)	Магнетито-грюнерито-биотитовый кварцит	96—45	.	43,55	0,34	4,91	14,68	23,87
37		Грюнерито-биотитовый кварцит	96—36	.	45,07	0,19	4,69	2,84	31,50
38		Магнетито-биотито-грюнеритовый кварцит	78—20	Межезерское	47,96	0,16	3,58	10,81	29,01
44—1		Магнетито-грюнеритовый кварцит	182—22	Костомукшское	41,96	0,13	3,69	12,50	31,24

Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института цинной (№ 34); Г. И. Капустиной (№ 32, 38); Н. Д. Мальковой (№ 34—1, 2, 4, 35, 37,

содержание магнетита (до 10—1%), отчасти кварца (до 10—40%) и резко увеличивается содержание железистых силикатов (биотита, грюнерита). Поэтому на диаграмме (рис. 21) безрудные кварциты образуют самое крайнее (правое) поле В.

Петрографически среди безрудных кварцитов выделяются в основном грюнеритовые, грюнерито-роговообманковые (нередко содержащие также гранат) и биотитовые кварциты. Причем, в породах каждой из выделенных здесь групп может присутствовать магнетит в количестве от нескольких до 10—15%, редко — 20%. Петрографическая характеристика безрудных кварцитов приведена в табл. 10.

В химическом отношении железистые кварциты силикатного типа (табл. 9, анализы 35—38, 44—1), характеризуются тем, что почти все железо в них входит в состав железистых силикатов и лишь небольшая часть — в магнетит. Содержание растворимого железа в них меньше 20%, коэффициент окисления $\left(\frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ 0,5—0,4. Для безрудных кварцитов отмечается также увеличение значения коэффициентов магнезиальности (М) и отчасти известковистости (С) по сравнению с рудами окисного и силикатно-окисного типов. Содержание глинозема (А) в бедных рудах в общем не меняется при переходе от малорудных кварцитов к безрудным.

Таблица 9

руды) и силикатного (безрудные кварциты) типов сланцево-лептитовой формации

в весовых %									Химические коэффициенты (по Н. П. Семенову)					
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	п. п. п.	сумма	O	F	A	M	C	FM
0,17	2,29	0,62	0,12	3,33	0,14	0,77	1,70	100,12	0,5	76	10,6	11,2	2,2	87,2
0,07	1,95	2,57	0,26	0,73	0,09	0,51	2,76	100,12	0,4	84,2	3,8	6,2	5,8	90,4
0,11	1,70	2,51	0,27	0,60	—	0,34	1,91	100,27	0,5	87,1	0,5	6,0	6,4	93,1
0,40	1,46	2,02	0,10	0,35	0,10	1,05	1,28	99,73	0,5	87,4	2,4	5,1	5,1	92,5
0,09	1,85	2,02	0,25	0,16	0,04	0,03	2,12	101,41	0,5	86,7	0	7,4	5,8	94,1
0,13	2,23	1,69	0,24	0,30	0,05	0,55	0,80	100,60	0,5	84,8	1,8	8,7	4,6	93,5
0,18	2,20	1,89	0,38	0,65	0,04	0,25	1,98	99,95	0,33	80,9	4,2	9,2	5,6	90,1
0,05	3,60	1,45	0,63	3,33	0,03	не определя- лось	3,85	100,29	0,27	75,8	7,0	13,0	4,1	88,8
0,28	3,49	3,54	0,21	3,04	0,11		4,67	99,63	0,04	70,7	6,9	13,0	9,4	83,7
0,50	3,09	2,76	0,30	0,36	0,08		0,03	100,26	0,17	77,2	5,0	10,6	7,20	87,2
0,13	3,25	2,17	0,40	0,91	0,25		3,32	100,33	0,18	79,2	4,8	10,7	5,2	89,9

геологии (г. Петрозаводск) аналитиками: Т. М. Брагиной (№ 30, 31); В. А. Доильни-44—1);

Спектральное изучение элементов-примесей железистых кварцитов силикатного типа показало большее разнообразие и более высокие содержания этих элементов по сравнению с железистыми кварцитами окисного и окисно-силикатного типов.

Так, устойчивый комплекс для рассматриваемых пород представлен следующими элементами-примесями: Be, Mn, Ga, Ge, V, Ti, Cu, Ni, Cr.

Помимо перечисленных элементов, в породах большинства месторождений присутствуют в концентрациях, определенных полуколичественным спектральным методом, Pb, Zn, Co, Sr, Ba. При этом концентрация большинства элементов-примесей в безрудных кварцитах обычно не достигает кларковых значений. Исключение составляют Mn и Ge, среднее содержание которых в указанных породах превышает кларковые значения в 2—4 раза, а также частично Cu и Cr, содержание которых в безрудных кварцитах некоторых месторождений достигает кларковых значений или незначительно превышает их.

В заключение, исходя из приведенных выше петрохимических характеристик, литологических и минералогических особенностей пород железисто-кремнистого изохимического ряда, необходимо кратко рассмотреть вопрос о первичном материале, за счет которого образовались породы железисто-кремнистого изохимического ряда.

Петрографическая характеристика железисто-кремнистых пород силикатного типа (безрудные кварциты)

Порода	Район распространения (месторождение)	Минеральный состав, %		Структура (прослоев)	Текстура	Описание текстур (различное сочетание прослоев)	Примечание
		главные минералы	второстепенные минералы				
(Магнетито)-грюнеритовые (с гранатом и без него) и связанные с ними (Магнетито)-роговообманково-грюнеритовые и гриunerито-роговообманковые кварциты (с гранатом и без него)	Межезерское, Гимольское, Хедозеро-Большезерское	Кварц — 10—30, гриunerит и роговая обманка — 50—70, магнетит — 5—23	Роговая обманка, биотит, магнетит, карбонат, гранат, сфен, сульфиды	Гранобластовая, гранонематобластовая, нематобластовая, порфиробластовая (табл. XIII, 1)	Грубо- и отчетливо полосчатая, тонко- и нерезкополосчатая, сланцеватая, неяснослоистая (табл. XI, 7, 9)	Прослои гриunerитового, гриunerито-роговообманкового или роговообманкового состава (с гранатом) мощностью 1—5 см Кварцевые прослои мощностью 0,5—4 см; существенно магнетитовые прослои (с примесью силикатных минералов) мощностью 0,1—0,4 см (редко); прослои смешанного состава мощностью 0,5—2,5 см.	Гранатсодержащие кварциты характерны для Гимольского м-ния
(Магнетито)-биотито-грюнеритовые и гриunerито-роговообманково)-биотитовые кварциты	Костомукшское, Межезерское, отчасти Гимольское	Кварц — 10—40, гриunerит (с роговой обманкой) — 25—65, биотит — 10—30, магнетит — 0—25	Роговая обманка, карбонат, хлорит, сульфиды, гранат	Гранобластовая, нематогранобластовая, лепидогранобластовая	Отчетливо-грубополосчатая (табл. XI, 8)	Кварцевые прослои (с примесью биотита, гриunerита, карбоната, иногда магнетита) мощностью 0,3—3 см; биотито-грюнеритовые (с примесью кварца, иногда магнетита и граната) мощностью 0,2—3 см; существенно магнетитовые прослои (редкие) мощностью 0,1—0,3 см.	

**Первичный состав метаморфических пород
сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации**

Изохимические ряды пород	Породы регионального метаморфизма (☉ — эпидот-амфиболитовая, ● — амфиболитовая фация, по Эскола) и щелочного метаморфизма (— низкотемпературные, + высокотемпературные)	Фации метаморфизма	Первичный состав пород
Магнезиально-кальциево-глиноземистые породы	вулканогенно-осадочные и осадочные породы	<p>Порфиروبластические полевошпато-амфиболовые сланцы с прослоями мелкообломочных осадочных брекчий.</p> <p>Амфиболовые парасланцы Костомукшского района.</p>	<p>● Перекрытые туфы основных лав с прослоями туфобрекчий.</p> <p>● Слоистые мергелистые осадки, обогащенные железом.</p>
	вулканогенные	<p>Полевошпато-биотито-амфиболовые порфиروبластические сланцы.</p> <p>Талько-хлоритовые, актинолитовые и тремолитовые сланцы.</p> <p>Кварцево-биотито-карбонатные сланцы.</p>	<p>Эффузивы среднего состава.</p> <p>Эффузивы ультраосновного состава.</p> <p>Туфы и лавы ультраосновного состава.</p>
Алюмосиликатные породы	осадочные	<p>Конгломераты (гранитные и туфоконгломераты).</p> <p>Мусковитовые и серицитовые аркозы и сланцы, гравелиты.</p> <p>Гранато-ставролитовые кварциты.</p> <p>Мусковито-(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы.</p> <p>Кварцево-биотитовые и биотито-серицит-кварцевые графитистые сланцы с сульфидами.</p> <p>Полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом.</p> <p>Биотито-, гранато-биотитовые и ставролитовые гнейсы и сланцы.</p>	<p>● Материал цемента — песчано-глинистые осадки с примесью туфового материала. Галечный материал — гранитоиды, кислые вулканыты, кварциты.</p> <p>● Песчано-глинистые и песчаные осадки с примесью глинистого или туфового материала.</p> <p>● Песчаные отложения с примесью глинистого материала.</p> <p>● Песчано-глинистые и песчаные осадки с примесью глинистого или туфового материала.</p> <p>○ Глинистые и песчано-глинистые осадки с углистым веществом, обогащенные сульфидами железа с примесью кислого туфового материала (сульфидная фация железистых пород, по Джемсу).</p> <p>● " "</p> <p>● Песчано-глинистые осадки, возможно, с примесью кислого туфового материала.</p>
	вулканогенные	Биотито-кварцевые туфосланцы.	○ Терригенные песчано-глинистые осадки с примесью туфового материала.

Изохимические ряды пород		Породы регионального метаморфизма (☉ — эпидот-амфиболитовая, ● — амфиболитовая фация, по Эскола) и щелочного метаморфизма (— низкотемпературные, + высокотемпературные)	Фации метаморфизма	Первичный состав пород
Железисто-кремнистые породы	железистые кварциты окисного и окисно-силикатного типов (рудные кварциты)	Биотито-магнетитовые и магнетито-биотитовые кварциты. Эгирин-рибекитовые магнетитовые кварциты. Кросситовые магнетитовые кварциты с эгирин-диопсидом. Кросситовые магнетитовые кварциты. Актинолитовые магнетитовые кварциты. Грюнеритовые магнетитовые кварциты.	— + + — ● ☉	Гидроокисные и окисные железисто-кремнистые осадки, содержащие небольшую примесь CaO, MgO и Al ₂ O ₃ и отлагавшиеся в условиях окисной геохимической среды (окисная железистая фация, по Джемсу).
	железистые кварциты силикатного типа (безрудные кварциты)	Грюнеритовые кварциты (с магнетитом). Грюнерито-роговообманковые кварциты, нередко с гранатом и магнетитом. Биотитовые кварциты.	☉ ● —	

1) Первичным материалом для образования железистых кварцитов окисного и окисно-силикатного типов (рудные кварциты) послужили, вероятно, гидроокисные железисто-кремнистые осадки, содержащие незначительную примесь окислов кальция, магния, глинозема и отлагавшиеся в условиях окисной геохимической среды (окисная железистая фация, по Джемсу (1954), (табл. 11). В железистых кварцитах окисно-силикатного типа (грюнеритовые, роговообманковые магнетитовые кварциты и др.) по сравнению с рудами окисного типа повышается роль глинозема и окиси магния, что, видимо, указывает на то, что, кроме кислородных соединений железа, в первичный осадок в небольшом количестве входил мергелистый материал.

2) Исходным материалом для образования железистых кварцитов силикатного типа (безрудные кварциты) послужили железисто-кремнистые осадки с более заметной примесью мергелистого материала (по сравнению с породами окисно-силикатного типа). В этих осадках железо было связано в форме закисных лептохлоритов, отлагавшихся в условиях слабоокисной или нейтральной среды (силикатная фация железистых пород, по Джемсу (1954).

Превращение этих осадков в различные петрографические группы железистых кварцитов связано со сложной метаморфической переработкой первичного материала, протекавшей, очевидно, в два этапа. На первом этапе в результате регионального метаморфизма образовались магнетитовые кварциты, содержащие минералы I генерации (стр. 190).

Последующее наложение метаморфических процессов привело к замещению грюнерита и других минералов первого этапа метаморфизма минералами II генерации.

Первичный состав рассмотренных выше метаморфических и метасоматических пород гимольской серии показан в табл. 11.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД СЛАНЦЕВО-ЛЕПТИТОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Выделяется три типа разрезов формации, отличающихся характером парагенезов пород. Эти типы разрезов, характеризующие пространственные изменения формации, по терминологии И. В. Хворовой, могут быть названы градациями. Градации связаны между собой выклиниванием литологических толщ и замещением одних пород другими. Они отражают особенности палеофациальных условий седиментации различных частей сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации.

В дальнейшем мы будем употреблять этот термин в понимании И. В. Хворовой (1961), которая впервые применила его при формационном анализе Предуральского прогиба.

Костомукшская градация

Эта градация (В. М. Чернов, 1964) развита в Костомукшском районе. Характерными элементарными парагенетическими ассоциациями пород для нижней части формации являются терригенно-сланцевая, туфово-агломератовая и туфово-сланцевая, которые сменяют друг друга в разрезе. Верхняя часть формации сложена породами двух элементарных парагенетических ассоциаций — сланцево-железисто-кварцитовая и железисто-кварцитовая, которые характеризуются широким распространением железистых кварцитов и многократно чередуются в разрезе.

Ниже приводится подробное описание указанных парагенетических ассоциаций пород Костомукшской градации и рассматриваются палеофациальные и геохимические условия их седиментации.

Терригенно-сланцевая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация метаморфических пород входит в состав нижней толщи гимольской серии Костомукшского района.

Главные члены терригенно-сланцевой парагенетической ассоциации пород — амфиболовые парасланцы и параамфиболиты. Амфиболовые сланцы характеризуются тонкой слоистостью (0,5—40 см), которая образована чередованием прослоев биотито-амфиболового, кварцево-амфиболового и биотито-кварцевого состава. Иногда в них встречаются тонкие прослои грюнерита и кварца. В амфиболовых прослоях часто встречаются гранат и магнетит, а в биотито-кварцевых — ставролит, чем еще более подчеркивается слоистая текстура рассматриваемых пород. Судя по минералогическому и химическому составу, а также текстурным особенностям, большая часть амфиболовых сланцев и амфиболитов представляет собой парапороды, образовавшиеся в результате метаморфизма слоистых мергелистых осадков, местами обогащенных железом. Второстепенными членами этой парагенетической ассоциации пород являются мусковитовые аркозы, кварциты, кварцево-мусковитовые сланцы и биотитовые гнейсы, которые слагают нижнюю часть ассоциации, налегая

на архейские гнейсо-граниты. В верхней части ассоциации пород появляются маломощные прослои кварцево-биотитовых туфосланцев, чередующихся с амфиболовыми парасланцами.

Характерно следующее распределение пород в терригенно-сланцевой ассоциации. В нижней части ассоциации залегают обломочные породы (кварциты, аркозы), которые образуют пласты мощностью 0,5—5 м. Средняя часть сложена исключительно амфиболитами и амфиболовыми сланцами мощностью более 100—120 м; туфогенные породы (кварцево-биотитовые туфосланцы) залегают в верхней части рассматриваемой ассоциации пород и образуют маломощные прослои. Такое распределение пород в терригенно-сланцевой парагенетической ассоциации связано с изменением палеофациальной обстановки формирования ее осадков.

Терригенные осадки, налегающие на гнейсо-граниты архейского фундамента, отлагались, вероятно, в прибрежной зоне трансгрессирующего моря и образовались за счет разрушения допротерозойских пород. Отложение мергелистых осадков свидетельствует об удаленности питающих обломочным материалом провинций и углублении морского бассейна.

Появление прослоев туфогенных кварцево-биотитовых сланцев в мергелистых осадках обязано вулканизму, который впервые начинает проявляться в Костомукшском районе в конце формирования осадков терригенно-сланцевой парагенетической ассоциации пород.

Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация пород в Костомукшской градации имеет небольшое распространение. Она известна на Костомукшском железорудном месторождении, где сменяет в разрезе вышерассмотренную терригенно-сланцевую парагенетическую ассоциацию.

Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация состоит главным образом из туфобрекчий, сложенных обломками кварцево-биотитовых туфосланцев, реже плагиопорфиров, скрепленных более слюдястым цементом. В верхних частях ассоциации встречаются пласты кварцево-биотитовых туфосланцев, переслаивающиеся с туфобрекчиями. Сортировка обломочного туфогенного материала различная. Нижние части сложены плохо сортированными туфобрекчиями. Вверх по разрезу ассоциации сортировка обломочного материала значительно улучшается. Здесь часто встречаются горизонтально наложенные пачки нередко с хорошо выраженной асимметрично-ритмичной стратификацией. В нижних частях таких пачек залегают обычно крупно- или среднеобломочные туфобрекчии, которые постепенно переходят в мелкообломочные туфобрекчии или в кварцево-биотитовые туфосланцы.

Для иллюстрации строения разновидностей туфово-агломератовой ассоциации пород ниже приводится описание литологического разреза горизонта туфобрекчий и туфосланцев района Костомукшского месторождения, составленного по скв. 33 (снизу вверх): средне- и крупнообломочные туфобрекчии, состоящие на 80—90% из вытянутых по сланцеватости обломков кварцево-биотитовых туфосланцев. Обломки скреплены кварцево-биотитовым туфосланцем и имеют размеры 0,3—6 см в поперечнике. Местами в туфобрекчиях отмечается неясная слоистость, обусловленная чередованием зон мощностью 0,5—1,5 м, с преобладанием крупных (5—6 см в диаметре) или более мелких (0,2—3 см) обломков кварцево-биотитовых туфосланцев. В целом, обломочный материал не сортирован. Видимая мощность туфобрекчий составляет 55 м.

Выше залегают мелкообломочные туфобрекчии (0,5—1 см в диаметре), состоящие на 20—25% из обломков кварцево-биотитовых туфосланцев серого цвета. Характерно, что в средней части пласта количество обломков уменьшается до 5—6% объема породы. Мощность — 0,65 м.

Мелкообломочные туфобрекчии, состоящие на 50% из обломков кварцево-биотитовых туфосланцев, скрепленных кварцево-биотитовым туфосланцем. Величина облом-

ков туфогенных пород составляет 0,7—1 см в диаметре. Изредка встречаются обломки туфосланцев до 4—5 см в диаметре. Мощность — 0,35 м.

Мелкообломочные туфобрекчии, состоящие на 80—90% из обломков кварцево-биотитовых туфосланцев величиной 0,2—0,6 см в диаметре. Мощность — 1,3 м.

Средне- и мелкообломочные туфобрекчии, сложенные обломками кварцево-биотитовых туфосланцев размером 0,3—3 см в поперечнике. Количество обломочного материала не превышает 60—70%. Цементом служит кварцево-биотитовый туфосланец. Мощность — 6,65 м.

Мелкообломочные туфобрекчии (размер обломков 0,3—0,8 см в поперечнике). Количество обломочного материала составляет 80—90% объема породы. Обломки цементируются кварцево-биотитовым темно-серым туфосланцем. Мощность — 0,25 м.

Средне- и мелкообломочные туфобрекчии с размером обломков туфосланцев 0,2—2 см в поперечнике. Обломочный материал представлен биотито-кварцевыми и кварцево-биотитовыми туфосланцами. Цементом служит темно-серый более слюистый кварцево-биотитовый туфосланец. Мощность — 3,25 м.

Выше залегает ритмично построенная пачка пород, в которой нижний элемент ритма представлен крупнообломочными туфобрекчиями с размером обломков кварцево-биотитовых туфосланцев 4—5 см в диаметре. Мощность — 0,7 м.

Второй элемент ритма сложен мелкообломочными туфобрекчиями (размер обломков 0,3—1 см в диаметре). Мощность — 0,4 м.

В верхней части ритма залегают кварцево-биотитовые туфосланцы темно-серого цвета. Мощность — 0,3 м.

Общая мощность пород этой ритмично построенной пачки — 1,4 м.

Второй ритм в нижней части сложен средне- и мелкообломочными туфобрекчиями. Мощность — 0,6 м.

Верхняя часть ритма представлена кварцево-биотитовыми, местами филлитовидными кварцево-биотитовыми туфосланцами. Мощность — 1,8 м.

Общая мощность второго ритма — 2,4 м.

Следующий седиментационный ритм в нижней части сложен кварцево-биотитовыми туфосланцами, переслаивающимися с мелкообломочными туфобрекчиями. Мощность прослоев пород изменяется от 0,1 до 0,2 м.

Общая мощность пород нижнего элемента ритма — 0,75 м.

Второй элемент ритма представлен кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми отчетливо слоистыми туфосланцами, слоистость в которых образована чередованием прослоев биотито-кварцевых и более слюистых кварцево-биотитовых, мощностью — 0,5—3 см.

Мощность туфосланцев — 2,2 м.

Верхний элемент ритма представлен серовато-зелеными амфиболо-кварцевыми сланцами, содержащими в средней части пласта два прослоя кварцево-биотитовых туфосланцев мощностью 5 см. Мощность амфиболовых сланцев — 1,9 м.

Общая мощность пород этого седиментационного ритма — 4,85 м.

Из описания разреза видно, что в туфово-агломератовой ассоциации пород выделяется несколько разновидностей, которые приурочены к определенным стратиграфическим уровням горизонта туфобрекчий.

1) Наиболее широко распространенная разновидность ассоциации залегает в низах горизонта туфобрекчий и туфосланцев и представлена исключительно туфобрекчиями с плохо сортированным обломочным материалом.

2) Вторая разновидность слагает среднюю часть горизонта туфобрекчий. Она сложена стратифицированными туфобрекчиями, в которых крупная слоистость образована чередованием пластов, отличающихся величиной обломков и различным количественным соотношением обломочного материала и цемента. Эта разновидность ассоциации пород часто характеризуется асимметрично-ритмичным строением, которое может быть представлено следующей схемой:

Крупнообломочные туфобрекчии → среднеобломочные туфобрекчии → мелкообломочные туфобрекчии. Среднеобломочные туфобрекчии → мелкообломочные туфобрекчии.

Мощность ритмично-асимметричных пачек — 1,5—6 м.

3) Третья разновидность туфово-агломератовой ассоциации, развитая в верхней части горизонта туфобрекчий, имеет еще более четкое ритмично-асимметричное строение. Здесь в ее составе появляются кварцево-биотитовые туфосланцы, слагающие верхние части седиментационных ритмов (рис. 22). Строение этой разновидности ассоциации может быть

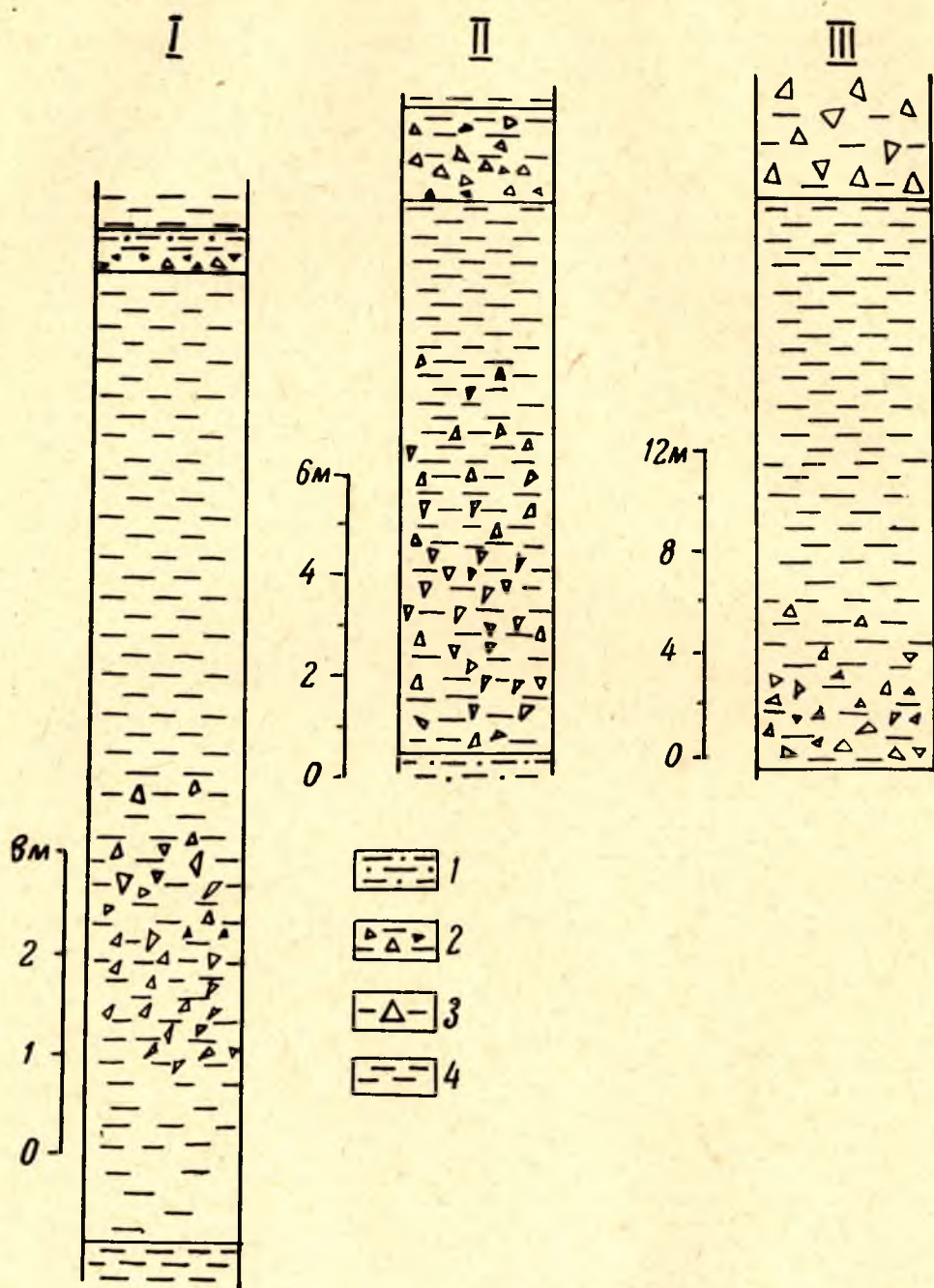


Рис. 22. Типы ритмов третьей разновидности туфово-агломератовой парагенетической ассоциации пород:

1 — мелко- и 2 — среднеобломочные туфобреккии; 3 — крупнообломочные туфобреккии; 4 — кварцево-биотитовые туфосланцы.

представлено следующими схемами: крупнообломочные туфобрекчии → средне- или мелкообломочные туфобрекчии → туфосланцы. Переслаивание мелкообломочных туфобрекчий с туфосланцами → кварцево-биотитовые туфосланцы.

Мощность многослоев, построенных по указанной схеме, — 2—20 м.

Рассмотренная туфово-агломератовая элементарная ассоциация по-видимому несомненно образовалась в результате отложения продуктов вулканической деятельности. Известно, что для вулканических эксплозий характерно тесное смешение грубого и тонкого обломочного материала. Вблизи кратера образуются несортированные брекчии, которые в некотором удалении от очага вулканизма сменяются слоистыми туфами.

Изменение характера стратификации туфово-агломератовой ассоциации пород во времени (по стратиграфическому разрезу), от несортированных накоплений туфобрекчий до ритмично-асимметрично-слоистых, может свидетельствовать о том, что в начальные этапы формирования горизонта туфобрекчий и туфосланцев седиментация происходила в непосредственной близости от активно действующего кратера вулкана (несортированные туфобрекчии). Ритмично-асимметричное строение пачек вулканических пород, вероятно, обязано своим происхождением турбидным потокам, возникавшим на склонах подводных вулканов при вулканических взрывах и землетрясениях.

Такой механизм образования приписывается И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1961—1963) ритмично-асимметричной стратификации туффито-туфовых ассоциаций Южного Урала, очень похожих по своему строению на туфово-агломератовую ассоциацию Костомукшского района Карелии. По мнению этих исследователей, ритмично-асимметричное строение туфогенных отложений Урала объясняется тем, что значительные массы эксплозивного материала выносились с вулканических поднятий мощными турбидными потоками и подводными оползневидными лавинами в относительно глубокие участки моря, где шло довольно медленное и спокойное накопление илистых осадков. Турбидные потоки обладали различной плотностью: более нагруженные из них отлагали мощные пласты, лишенные отсортированной слоистости, а менее плотные создавали «турбидиты», т. е. пачки пород ритмично-асимметричного строения.

Туфово-сланцевая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация пород залегает в нижней толще и костомукшской свите Костомукшского месторождения и сменяет в стратиграфическом разрезе туфово-агломератовую парагенетическую ассоциацию.

Туфово-сланцевая ассоциация пород отличается от туфово-агломератовой тем, что в ее составе, наряду с вулканическими породами (туфосланцы), большое место занимают типичные первичноосадочные породы, представленные графитистыми кварцево-биотитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, обогащенными часто сульфидами. Характерная особенность этой ассоциации — ритмично-асимметричное строение. Для иллюстрации данной особенности ниже приводится описание литолого-стратиграфического разреза, составленного по скв. № 33 (Костомукшское месторождение).

Ритмично построенная пачка пород, в которой нижний элемент ритма сложен кварцево-биотитовыми неяснополосчатыми туфосланцами, содержащими редкие тонкие прослой (мощностью 0,2—0,3 см), обогащенные графитистым веществом и сульфидами. Мощность — 3,1 м.

Постепенно количество прослоев графитистых сланцев увеличивается и туфосланцы сменяются графитистыми кварцево-биотитовыми темно-серыми сланцами, насыщенными вкрапленностью и послойными тонкими прожилками сульфидов. Мощность этого элемента ритма — 0,8 м.

Следующий элемент ритма представлен полосчатыми биотито-карбонатными сланцами, полосчатость в которых обусловлена чередованием прослоев существенно карбонатного состава мощностью 0,2—0,3 см с прослоями, обогащенными темно-коричневым биотитом. Мощность этих пород — 0,9 м.

Строение ритма завершается графитистыми обогащенными сульфидами кварцево-биотитовыми сланцами мощностью 0,5 м.

Общая мощность пород ритма — 5,3 м.

Нижняя часть второго ритма сложена кварцево-биотитовыми туфосланцами, переслаивающимися с редкими и тонкими прослоями светло-серых кварцево-серицитовых сланцев, содержащих в незначительном количестве графитистое вещество. Зона переслаивания туфосланцев имеет мощность 0,5 м.

Выше следуют кварцево-биотитовые туфосланцы мощностью 1,2 м.

Общая мощность пород нижней части ритма составляет 1,7 м.

Следующий элемент ритма представлен кварцево-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с кварцево-биотитовыми туфосланцами. В составе верхней части этой пачки преобладают кварцево-серицитовые прослои, местами они обогащены графитистым веществом. В нижней части пачки преимущественно развиты прослои кварцево-биотитовых туфосланцев. Мощность прослоев — 0,3—3 см.

Общая мощность пород этой пачки — 1,1 м.

Третий элемент ритма сложен графитистыми кварцево-биотитовыми сланцами, содержащими редкие прослои кварцево-серицитовых сланцев. Мощность — 1 м.

Строение седиментационного ритма завершается кварцево-серицитовыми сланцами, содержащими тонкие (0,2—0,3 см) прослойки, обогащенные графитистым веществом. Мощность — 0,6 м.

Общая мощность пород ритма — 4,4 м.

Третий ритм в нижней части сложен кварцево-биотитовыми туфосланцами мощностью 0,8 м.

Второй элемент ритма представлен тонкополосчатыми биотито-карбонатными сланцами. Мощность — 0,8 м.

Верхняя часть ритма сложена кварцево-серицитовыми неяснослоистыми сланцами, местами обогащенными графитистым веществом и вкрапленностью сульфидов. Мощность — 1,3 м.

Общая мощность пород ритма — 2,9 м.

Нижний элемент четвертого седиментационного ритма представлен кварцево-биотитовыми неяснослоистыми туфосланцами, переходящими в подошве пласта в микротуфобрекчии, состоящие на 40—50% из мелких (0,2—0,3 см в диаметре) обломков туфосланцев, сцементированных более слюдястым туфогенным материалом. Мощность — 1,5 м.

Второй элемент ритма сложен кварцево-биотитовыми туфосланцами, содержащими прослои графитистых кварцево-серицитовых сланцев, обогащенных сульфидами. В составе этой части ритма преобладают кварцево-биотитовые туфосланцы, мощность прослоев которых в среднем составляет 20—25 см. Прослои кварцево-серицитовых сланцев не превышают по мощности 5 см.

Общая мощность пород второго элемента ритма достигает 0,5 м.

Верхняя часть ритма сложена кварцево-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с кварцево-биотитовыми графитистыми сланцами. Мощность — 2,7 м.

Общая мощность пород четвертого седиментационного ритма — 4,7 м.

Приведенный литолого-стратиграфический разрез иллюстрирует строение нескольких разновидностей элементарной туфово-сланцевой парагенетической ассоциации пород, слагающих нижнюю толщу Костомукшского месторождения.

В вышележащей костомукшской свите туфово-сланцевая парагенетическая ассоциация пород сохраняет ритмичное строение. При этом наблюдается уменьшение мощностей туфогенных элементов ритмов и соответственно возрастают мощности сланцев, среди которых широко распространены биотито-карбонатные и талько-хлоритовые разности, слагающие верхние элементы ритмов.

Таким образом, в зависимости от набора пород в туфово-сланцевой парагенетической ассоциации выделяется несколько разновидностей, строение которых можно представить следующими схемами:

1. Кварцево-биотитовые туфосланцы с прослоями туфобрекчий → кварцево-биотитовые туфосланцы с прослоями графитистых кварцево-биотитовых сланцев → кварцево-серицитовые сланцы.

2. Кварцево-биотитовые туфосланцы → кварцево-серицитовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы (с сульфидами).

3. Кварцево-биотитовые туфосланцы → биотито-карбонатные сланцы.

4. Кварцево-биотитовые туфосланцы → кварцево-серицитовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы (с сульфидами) → биотито-карбонатные сланцы (иногда талько-хлоритовые или талько-амфиболовые сланцы).

Приведенное выше хорошо иллюстрирует ритмичную направленность в строении туфово-сланцевой парагенетической ассоциации, которая заключается в том, что литологические типы пород, входящие в состав парагенетических сообществ, образуют закономерные ряды, построенные по одной схеме. Вначале отлагались кислые туфы, которые местами чередовались с прослоями мелкообломочных туфобрекчий (четвертый ритм). Во времени туфы сменялись песчано-глинистым материалом (кварцево-серицитовые сланцы). Каждый седиментационный ритм завершался формированием песчано-глинистых осадков, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами железа или биотито-карбонатными и талько-хлоритовыми сланцами. Концентрация сульфидов наблюдается исключительно в кварцево-серицитовых или графитистых кварцево-биотитовых сланцах и достигает 3—5% веса породы. Переслаивание сульфидсодержащих сланцев с туфами свидетельствует о генетической связи сульфидного оруденения с вулканической деятельностью. Эта генетическая особенность сульфидного оруденения отмечалась ранее В. М. Черновым (1959, 1964, 1966) при рассмотрении железистых фаций протерозоя Карелии.

Широкое развитие в составе туфово-сланцевой ассоциации первично-осадочных пород может свидетельствовать о том, что эта парагенетическая ассоциация формировалась в подводных условиях в большем удалении от вулканических очагов, чем туфо-агломератовая ассоциация.

Значительным распространением в рассматриваемой ассоциации графитистые сульфидсодержащие сланцы обязаны восстановительным геохимическим условиям седиментации и диагенеза, которые создавались, видимо, вулканическими эманациями.

Вероятные соотношения туфово-сланцевой и туфово-агломератовой парагенетических ассоциаций пород в пространстве приводятся на рис. 23, из которого видно, что в непосредственной близости от вулканического очага формировались несортированные туфобрекчии. У подножия вулкана — сортированные туфобрекчии. Еще в большем удалении отлагались породы туфово-агломератовой ассоциации, которая по латерали замещалась туфово-сланцевой парагенетической ассоциацией. Палеогеографическая обстановка накопления этих ассоциаций характеризовалась следующими особенностями. Известно, что сильные вулканические взрывы, сопровождающиеся выбросами пирокластического материала, не могут происходить в глубоководных условиях. Поэтому, вероятнее всего, кратеры вулканов располагались вблизи уровня моря или на вулканических островах, которые являлись поставщиками вулканического материала в бассейн седиментации.

Интересно отметить и другую особенность, указывающую на гидродинамические условия осадконакопления пород туфово-сланцевой парагенетической ассоциации. Очень часто в кровле ритмично построенных пачек графитистых кварцево-биотитовых сланцев наблюдаются многочисленные прослои хемогенного кварца, которые иногда составляют

30—40% объема породы. Сохранение в разрезе хемогенных (гелевых) осадков может свидетельствовать об очень спокойных гидродинамических условиях, при которых протекала седиментация осадков сланцевых частей туфово-сланцевой парагенетической ассоциации пород.

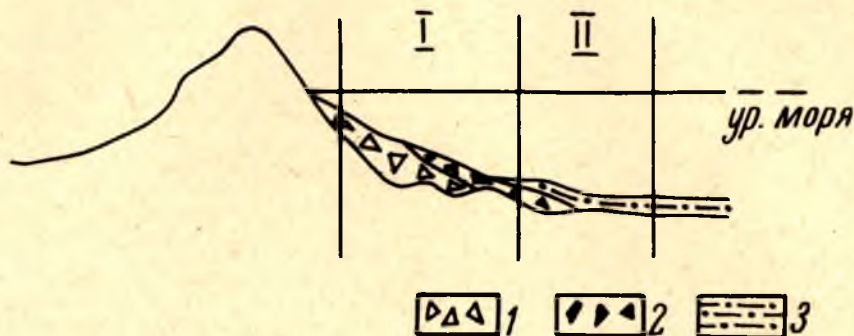


Рис. 23. Палеофациальные условия осадконакопления туфово-агломератовой (I) и туфово-сланцевой (II) парагенетических ассоциаций пород:

1 — крупнообломочные несортированные туфобрекчии; 2 — сортированные мелкообломочные туфобрекчии с прослоями кварцево-биотитовых туфосланцев; 3 — кварцево-биотитовые туфосланцы с прослоями кварцево-биотитовых и кварцево-серицитовых сланцев.

Сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация пород характеризуется широким развитием железистых кварцитов, закономерно переслаивающихся со сланцами, среди которых преобладают кварцево-серицитовые, графитистые кварцево-биотитовые, биотито-карбонатные и талько-хлоритовые петрографические разности.

Сланцево-железисто-кварцитовая ассоциация пород характеризуется ритмичным строением, которое обусловлено тем, что нижние части пакетов ассоциаций пород сложены исключительно сланцами с преобладанием графитистых сульфидсодержащих разностей, а верхние представлены разнообразными по минералогическому составу железистыми кварцитами. Ритмично построенные пакеты пород имеют мощности от 1—2 до 120 м и протяженность по простиранию от сотен метров до 15 км.

Для иллюстрации особенностей литологического строения сланцево-железисто-кварцовой элементарной парагенетической ассоциации пород приводится описание литолого-стратиграфического разреза нижней подсвиты костомукшской свиты Костомукшского месторождения по скв. 47.

В основании подсвиты залегает ритмично построенная пачка пород, представляющих собой элементарную сланцево-железисто-кварцовую парагенетическую ассоциацию. Нижняя часть этой ассоциации сложена биотито-карбонатными сланцами мощностью 2 м.

Второй элемент ритма представлен графитистыми кварцево-биотитовыми сланцами мощностью 1 м. Строение ритма завершают полосчатые магнетито-биотито-грюнеритовые кварциты с многочисленными прослоями кварца мощностью до 5 см. В нижней части пласта наблюдаются тонкие (1—3 мм мощности) прослойки сульфидов. Мощность кварцитов — 11,2 м.

Общая мощность пород ритма — 14,2 м.

Второй ритм имеет следующее строение.

В нижней его части залегают кварцево-биотитовые графитистые сланцы, содержащие вкрапленность сульфидов и многочисленные тонкие прослои кварца. Мощность — 3,6 м.

Верхняя часть ритма сложена биотито-грюнеритовыми полосчатыми кварцитами мощностью 3 м.

Общая мощность пород ритма — 6,6 м.

Третий осадочный ритм в нижней части сложен преимущественно графитистыми обогащенными сульфидами кварцево-биотитовыми сланцами, переслаивающимися с филлитовидными хлорито-биотитовыми, кварцево-серицитовыми сланцами и редкими прослоями кварца. Мощность — 16,5 м.

Второй элемент ритма представлен биотито-грюнеритовыми полосчатыми кварцитами мощностью 2,5 м. Верхний элемент ритма сложен магнетито-грюнеритовыми полосчатыми кварцитами мощностью 12 м.

Общая мощность пород третьего седиментационного ритма — 31 м.

Четвертый осадочный ритм в нижней части сложен графитистыми кварцево-биотитовыми сланцами, содержащими многочисленные прослои мощностью 0,2—2 см кварцево-серицитовых сланцев. Для этих пород характерна насыщенность сульфидами, которые располагаются в виде тонкой вкрапленности и послойных прожилков мощностью 0,1—0,5 см. В средней части пласта наблюдается послойное тело сульфидов (пирит) мощностью 0,65 м. Мощность графитистых сланцев — 15,4 м.

Верхний элемент ритма представлен биотито-грюнеритовыми кварцитами, содержащими тонкие прослойки магнетита. Мощность — 4 м.

Общая мощность пород четвертого седиментационного ритма — 19,4 м.

Пятый осадочный ритм имеет аналогичное строение: в нижней части он сложен графитистыми кварцево-биотитовыми сланцами, обогащенными сульфидами и содержащими многочисленные сульфидные послойные прожилки и вкрапленность сульфидов, а также тонкие прослои кварцево-серицитовых сланцев. Мощность — 9,2 м.

Верхний элемент ритма представлен тонкополосчатыми магнетито-гранато-грюнеритовыми кварцитами мощностью 3,2 м.

Общая мощность пород этого седиментационного ритма — 12,4 м.

Шестой ритм в нижней части сложен филлитовидными кварцево-биотито-хлоритовыми зеленовато-серыми сланцами мощностью 1,7 м. Выше по ритму залегают графитистые кварцево-биотитовые темно-серые сланцы, обогащенные сульфидами и содержащими многочисленные тонкие (0,2—2 см мощности) прослои кварцево-серицитовых сланцев. Мощность — 5 м.

Породы следующего элемента ритма представлены полосчатыми биотито-карбонатными сланцами мощностью 0,9 м. Биотито-карбонатные сланцы сменяются графитистыми кварцево-биотитовыми сланцами, переслаивающимися с тонкими прослоями кварцево-серицитовых сланцев и содержащими вкрапленность сульфидов. Мощность — 9,5 м.

Верхняя часть ритма сложена полосчатыми магнетитовыми кварцитами мощностью 50—60 м.

Общая мощность пород ритма — 67—77 м.

Породами этого седиментационного ритма завершается разрез нижней подсвиты костомукшской свиты. На северо-запад и юго-восток от описанного разреза породы нижних 5 ритмов постепенно выклиниваются, и в разрезе сохраняются лишь породы шестого, наиболее мощного, ритма, которые протягиваются в виде узкой полосы на расстоянии 1,5—2 км.

Интересно отметить, что в области выклинивания ритмов в их составе появляются кварцево-биотитовые туфосланцы.

Каждый рассмотренный седиментационный ритм представляет собой элементарную сланцево-железисто-кварцитовую парагенетическую ассоциацию пород.

По набору пород в ритмах выделяется несколько разновидностей этой ассоциации, строение которых может быть представлено следующими рядами (вверх по ритмам) (рис. 24):

1) Биотито-карбонатные сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы → магнетито-биотитовые или магнетито-грюнеритовые полосчатые кварциты.

2) Графитистые кварцево-биотитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов → биотито-грюнеритовые кварциты.

3) Графитистые кварцево-биотитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов → биотито-грюнеритовые кварциты → магнетито-грюнеритовые кварциты.

4) Графитистые кварцево-биотитовые сланцы с сульфидами → магнетито-грюнеритовые кварциты.

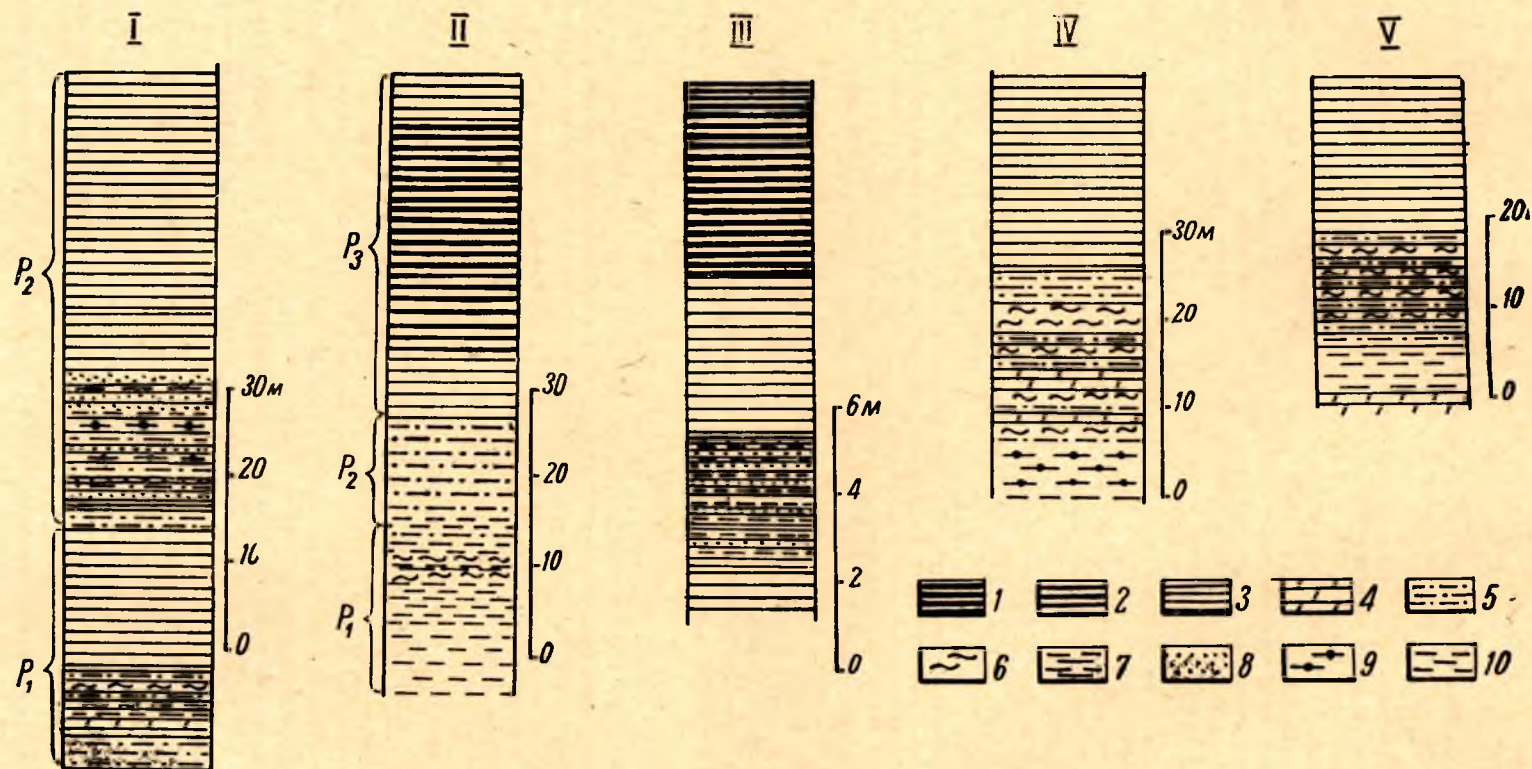


Рис. 24. Типы разрезов сланцево-железисто-кварцитовая парагенетической ассоциации пород (Костомукшское месторождение):
 1 — магнетитовые кварциты с высоким содержанием магнетита (30—35%); 2 — железистые кварциты, содержащие 20—25% магнетита; 3 — безрудные железистые кварциты; 4 — биотито-карбонатные сланцы; 5 — графитистые кварцево-биотитовые сланцы с сульфидами; 6 — кварцево-серпентиновые сланцы; 7 — кварцево-биотитовые филлитовидные сланцы; 8 — существенно кварцевые прослои; 9 — амфиболовые сланцы; 10 — кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые туфосланцы; P_1 , P_2 — ритмы.

5) Кварцево-биотитовые туфосланцы → амфиболовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы (с сульфидами) → железистые кварциты.

В Костомукшском районе наиболее широко развиты вторая, третья и четвертая разновидности сланцево-железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород; пятая и первая парагенетические ассоциации встречаются сравнительно редко.

Таким образом, в отличие от рассмотренной выше туфово-сланцевой парагенетической ассоциации, сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация характеризуется широким развитием железистых кварцитов, закономерно располагающихся в строении ритмично построенных пакетов пород, и составляет верхние части седиментационных ритмов. Судя по незначительному распространению туфогенных сланцев (пятая разновидность сланцево-железисто-кварцитовой ассоциации), можно предполагать, что формирование пород этой парагенетической ассоциации происходило под влиянием вулканизма, но в значительном удалении от вулканических очагов. Геохимическая обстановка отложения и диагенеза осадков была непостоянной. Песчано-глинистые осадки, послужившие образованию графитистых кварцево-биотитовых сланцев, залегающих в нижних частях ритмов, отлагались в условиях восстановительной обстановки, о чем свидетельствует постоянное присутствие в сланцах углеродистого вещества и сульфидов. Во времени глинистые осадки сменялись железисто-кремнистыми, в которых железо в первичных минералах было связано в закисной форме. Эти осадки формировались, вероятно, в условиях нейтральной или слабо восстановительной геохимической обстановки. Впоследствии за счет их образовались амфиболовые и биотитовые разности железистых кварцитов. Нейтральная среда менялась на окислительную, в условиях которой протекали накопление и диагенез железисто-кремнистых осадков, превращенных метаморфизмом в магнетитовые разности кварцитов, залегающих в верхних частях седиментационных ритмов.

Неоднократное повторение в разрезах гимольской серии ритмично построенных пакетов пород, каждый из которых представляет собой парагенетически связанную и закономерно построенную ассоциацию пород, свидетельствует о повторяемости одних и тех же условий во время осадконакопления.

Осадконакопление протекало под влиянием периодически повторяющейся вулканической деятельности, которая поставляла эксплозивный материал и продукты эманаций, обогащенные железом, серой и кремнекислотой. Вулканический материал разносился на большие расстояния. Тонкая фракция вулканических пеплов, смешиваясь с глинисто-кремнистым материалом удаленных участков бассейна седиментации, накапливалась в пониженных участках рельефа морского дна при спокойных гидродинамических условиях. При каждом вулканическом взрыве продукты вулканических выбросов (пеплы) быстро осаждались, смешиваясь с песчано-глинистыми осадками. За счет этого материала формировались нижние и средние элементы ритмов. Продукты эксгалаций, обогащенные железом и кремнекислотой, осаждались в последнюю очередь, формируя верхние элементы ритмов, представленные в настоящее время железистыми кварцитами. В прямой связи с периодичностью вулканизма находилось и периодическое изменение геохимической среды осадконакопления, что наглядно отражается в изменении состава железистых минералов и коэффициента окисления от подошвы к кровле седиментационных ритмов.

В тех случаях, когда осадконакопление протекало в более удаленных участках бассейна седиментации, чем формирование пород сланцево-железисто-кварцитовая парагенетической ассоциации, возникала своеобразная элементарная парагенетическая ассоциация, которую можно отнести к железисто-кварцовой.

Железисто-кварцовая парагенетическая ассоциация пород

В отличие от рассмотренной сланцево-железисто-кремнистой парагенетической ассоциации, в которой наряду с железистыми кварцитами большое место в строении занимают различные кристаллические сланцы, железисто-кварцовая ассоциация состоит исключительно из железистых кварцитов, различающихся содержанием магнетита и соответственно коэффициентами окисления и железистости. Эти железистые кварциты группируются в закономерно построенные ритмы мощностью от 1—2 до 25—30 м.

В нижних частях «рудных» ритмов обычно залегают железистые кварциты с содержанием магнетита 10—15%. От подошвы пласта количество магнетита постепенно увеличивается и достигает в кровле 35—50%.

В основании нового ритма количество магнетита резко снижается до 10—15%, а затем снова постепенно возрастает.

Такими ритмично построенными пластами железистых кварцитов сложены рудные пачки средней и верхней подсвиты костомукшской свиты.

Местами в основании «рудных» ритмов отмечаются маломощные прослои биотито-карбонатных сланцев, которые имеют невыдержанное залегание и часто замещаются железистыми кварцитами.

Наиболее отчетливо ритмичное строение железистых кварцитов наблюдается на Костомукшском месторождении в средней подсвите костомукшской свиты, где ритмично построенные пласты железистых кварцитов прослежены по простираанию подсвиты на сотни и вкрест простираания на десятки метров (рис. 25).

Здесь в составе железистых кварцитов средней подсвиты выделяется 9 ритмично построенных пачек, представленных магнетитовыми кварцитами, характеризующимися постепенным увеличением содержания магнетита от подошвы к кровле пластов.

Первый «рудный» ритм сложен в нижней части грюнерито-биотитовыми полосчатыми кварцитами с бедным содержанием магнетита (5—10%). Постепенно количество магнетита в кварцитах увеличивается и в верхней части ритма достигает 20%. Общая мощность пород ритма составляет 6 м. Этот ритм железистых кварцитов прослежен на север на расстояние 200 м; здесь его мощность возрастает до 19 м за счет появления в нижней части грюнерито-биотитовых железистых кварцитов с незначительным содержанием магнетита.

Второй ритм в нижней части сложен магнетито-грюнерито-биотитовыми кварцитами, содержащими 10—15% магнетита. Мощность кварцитов этой части ритма — 4,5 м. Верхняя часть ритма представлена грюнерито-магнетитовыми кварцитами, в которых количество магнетита постепенно возрастает до 35—40%. Мощность верхней части ритма, обогащенной магнетитом, составляет 9,5 м. Общая мощность железистых кварцитов второго ритма — 11 м. В северном направлении мощность пород ритма возрастает до 26 м.

Третий ритм в основании сложен полосчатыми биотитовыми кварцитами мощностью 2,3 м. Верхняя часть ритма представлена биотито-магнетитовыми кварцитами с небольшим количеством грюнерита, содержащими до 40—45% магнетита. Переход между породами нижней и верхней частей ритма осуществляется плавно, путем постепенного увеличения содержания магнетита. Мощность верхней части ритма — 10 м. Общая мощность железистых кварцитов третьего ритма — 12,3 м.

Четвертый «рудный» ритм в нижней части сложен грюнерито-биотитовыми кварцитами мощностью 0,4 м, которые, постепенно обогащаясь магнетитом, переходят в магнетито-грюнеритовые, а затем — в грюнерито-магнетитовые кварциты, содержащие 20—

30% магнетита. Общая мощность пород ритма — 11,4 м. В северном направлении мощность ритма возрастает до 28 м.

Аналогично описанным ритмам построены 5, 6, 7, 8 и 9 «рудные» ритмы. Интересно отметить, что в 200 м севернее, в основании 6, 7, 8 и 9 «рудных» ритмов, появляются прослои биотито-карбонатных сланцев мощностью до 0,7 м.

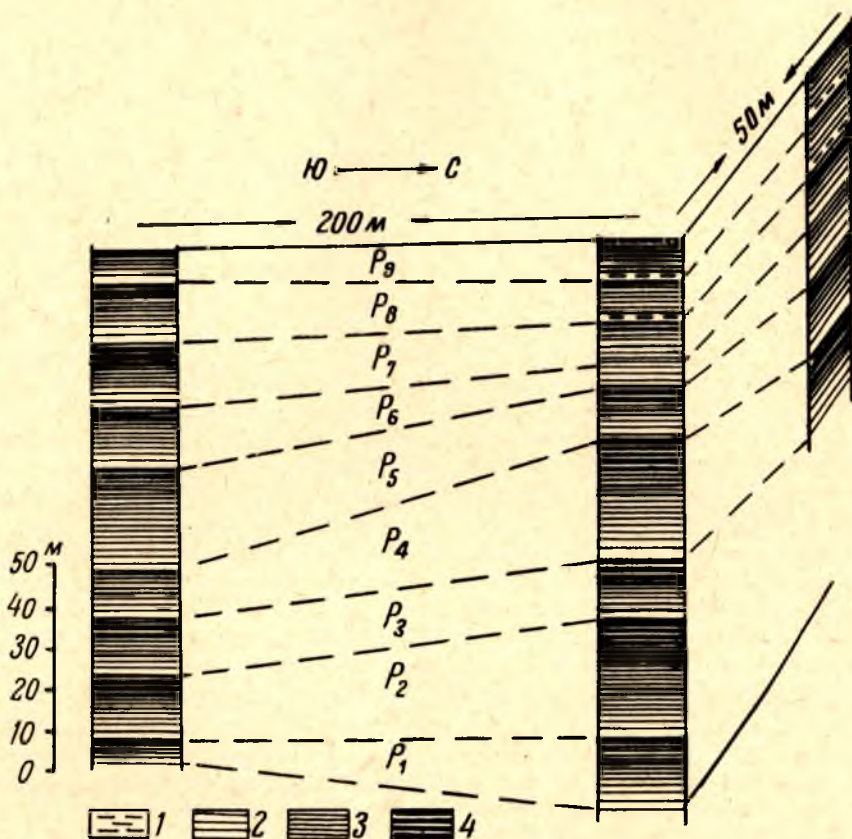


Рис. 25. Ритмичная слоистость в железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород (Костомукшское месторождение).

1 — биотито-карбонатные сланцы; 2 — «безрудные» железистые кварциты; 3 — железистые кварциты с содержанием магнетита 18—25%; 4 — магнетитовые кварциты с содержанием магнетита более 30%.

Таким образом, каждый «рудный» ритм представляет собой элементарную парагенетическую ассоциацию железистых пород, имеющую закономерное строение, обусловленное постепенным изменением содержания магнетита от подошвы к кровле пласта. По строению ритмов в этой железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород выделяются несколько разновидностей, которые могут быть представлены следующими закономерно построенными рядами пород:

1) амфиболо-биотитовые кварциты (с содержанием магнетита — 10—15%) → магнетито-амфиболовые кварциты (с содержанием магнетита 15—20%) → амфиболо-магнетитовые кварциты (с содержанием магнетита 30—35%). В тех случаях, когда из строения рудного ритма выпадают породы первого элемента, возникает ассоциация следующего строения:

2) магнетито-амфиболовые кварциты (с содержанием магнетита 15—25%) → амфиболо-магнетитовые кварциты (с содержанием магнетита 25—35%).

Эта разновидность ассоциации пород наиболее широко развита в отложениях костомукшской свиты. Ею сложены рудные горизонты средней и верхней подсвит на Костомукшском месторождении.

Изредка в составе железисто-кварцитовая парагенетической ассоциации появляются биотито-карбонатные сланцы. В этом случае парагенетическая ассоциация имеет следующее строение:

3) биотито-карбонатные сланцы → магнетито-биотитовые кварциты (с содержанием магнетита 20—25%) → амфиболо-магнетитовые кварциты (с содержанием магнетита 25—30%).

Происхождение ритмичности железисто-кварцовой ассоциации пород принципиально не отличается от образования ритмичности сланцево-железисто-кварцовой ассоциации. По существу каждый «рудный» ритм представляет собой сокращенный (редуцированный) ритм сланцево-железисто-кварцовой ассоциации, в которой нижние части сложены сланцами. Эта литологическая особенность железисто-кварцовой ассоциации пород свидетельствует о том, что седиментация ее осадков происходила в удаленных от вулканических очагов частях бассейна, куда не проникал пирокластический и терригенный материал, что способствовало осаждению и накоплению коллоидов кремнекислоты и железа.

Наиболее благоприятной фациальной обстановкой формирования осадков железисто-кварцовой парагенетической ассоциации пород были глубоководные впадины со спокойным гидродинамическим режимом. Глубина впадин относительно рельефа морского дна, вероятно, достигала 200—300 м при длине по длинной оси 2—2,5 км. Они являлись своеобразными «ловушками» коллоидных частиц кремнекислоты и железа, поставляемых вулканическими очагами (рис. 26).

Анализ мощностей пород костомукшской свиты на Костомукшском месторождении показывает, что наибольших мощностей горизонты железистых кварцитов достигают в районе центрального участка месторождения, где они возрастают в 3—5 раз по сравнению с северным и южным участками. Эта особенность строения свиты обязана своим происхождением палеорельефу морского дна, который характеризовался чередованием ровных участков с глубокими (200—300 м над поверхностью дна) чашеобразными впадинами. В одной из таких впадин — «ловушек» формировались наиболее мощные ритмично-слоистые залежи железистых кварцитов Костомукшского месторождения.

Седиментация осадков протекала в 3 этапа, каждый из которых соответствовал формированию крупного цикла вулканогенно-осадочных по-

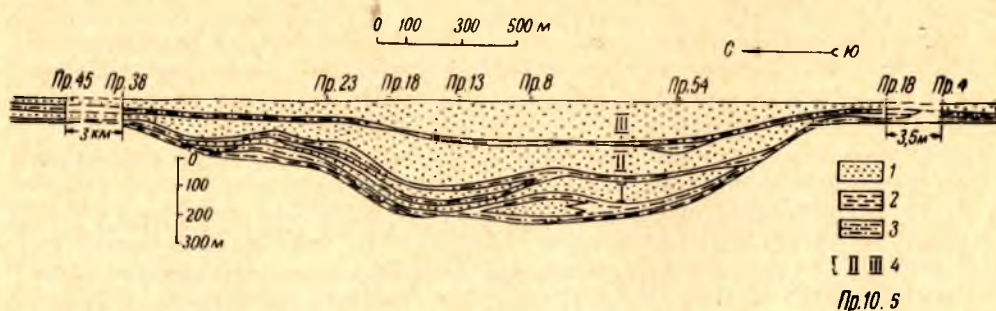


Рис. 26. Схема палеорельефа морского дна в период накопления осадков сланцево-лепитовой железисто-кремнистой формации (Костомукшское месторождение):

1 — железистые кварциты; 2 — туфосланцы; 3 — графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серпичитовые сланцы, биотито-карбонатные и талько-хлоритовые сланцы; I, II, III — циклы седиментации; пр. — разведочные профили.

Характеристика парагенетических ассоциаций пород костомукшской градации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации

Парагенетические элементарные ассоциации пород и их состав	Мощность ассоциаций, м	Положение в стратиграфическом разрезе	Вероятные палеофациальные геохимические условия седиментации
1) Железисто-кремнистая. Ритмичнослоистые железистые кварциты с различным содержанием магнетита и железистых силикатов.	7—27	Средняя и верхняя подсвиты костомукшской свиты.	Глубоководные впадины, на 200—300 м ниже рельефа морского дна, значительно удаленные от вулканических очагов. Седиментация протекала при окислительных геохимических условиях.
2) Сланцево-железисто-кремнистая. Ритмичное чередование кварцево-биотитовых туфосланцев, графитистых сланцев, биотито-карбонатных сланцев с железистыми кварцитами.	10—60	Верхняя часть нижней подсвиты костомукшской свиты.	Пониженные участки морского дна, удаленные от очагов вулканизма. Чередование окислительных и восстановительных геохимических условий.
3) Туфово-сланцевая. Ритмичное чередование кварцево-биотитовых туфосланцев с графитистыми кварцево-биотитовыми сланцами, биотито-карбонатными и талько-хлоритовыми сланцами.	2—15	Нижняя часть нижней подсвиты костомукшской свиты. Верхняя часть нижней толщи.	Сравнительно удаленные от вулканов участки морского дна, куда проникал в значительных количествах пирокластический материал. Преобладание восстановительных геохимических условий, связанных с вулканическими процессами.
4) Туфово-агломератовая. Несортированные туфобрекчии, ритмичнослоистые туфобрекчии и туфосланцы.	10—15	Верхняя часть нижней толщи.	На склонах подводных вулканов и вблизи вулканов, располагавшихся на вулканических островах.
5) Терригенно-мергелистая. Слюдистые аркозы, кварциты, биотитовые гнейсы, амфиболовые парасланцы и параамфиболиты, кварцево-биотитовые туфосланцы.	350—450	Нижняя и средняя части нижней толщи.	Прибрежная зона трансгрессирующего моря. Сравнительно глубоководные удаленные от источников сноса участки морского дна.

род (Чернов, 1959). По объему циклы совпадают с границами подсвит костомукшской свиты (нижняя, средняя, верхняя подсвиты) (Чернов, 1964).

Эти седиментационные циклы имеют такую же последовательность строения, что и ритмичность, описанная для сланцево-железисто-кварцитовой элементарной парагенетической ассоциации пород нижней подсвиты.

Нижние части циклов сложены графитистыми кварцево-биотитовыми, кварцево-серпичитовыми сланцами, обогащенными сульфидами, кварцево-биотитовыми туфосланцами, талько-хлоритовыми и биотито-карбонатными сланцами, которые местами (нижняя подсвита) ритмично чередуются между собой (туфово-сланцевая ассоциация) или с железистыми кварцитами (сланцево-железисто-кремнистая ассоциация).

Верхние части циклов превосходят по мощности в несколько раз нижние и сложены разнообразными по минералогическому составу железистыми кварцитами, характеризующимися закономерным изменением содержания магнетита от подошвы к кровле пластов.

Анализ литолого-стратиграфического строения костомукшской свиты

показывает, что во времени характер парагенетических ассоциаций в этой свите меняется. Так, если в нижней подсвите наиболее широко распространены туфово-сланцевая и сланцево-железисто-кварцитовая парагенетические ассоциации пород, то в верхней части свиты (средняя и верхняя подсвиты) преобладает исключительно железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация. Эта особенность изменения парагенетических сообществ пород во времени (по стратиграфическому разрезу) несомненно связана с изменением фациальных и геохимических условий седиментации и диагенеза осадков. Характер изменения парагенетических ассоциаций пород во времени и изменение условий их накопления отражены в табл. 12.

Гимольская градация

Гимольская градация, развитая в Гимольском железорудном районе, отличается от рассмотренной выше широким развитием туфоконгломератов и «гранитных» конгломератов, переслаивающихся с различными сланцами, лептитам, лептитовидными породами и железистыми кварцитами.

В составе этой градации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации выделяются четыре характерных парагенетических ассоциации метаморфических пород: туфово-агломератовая; лептито-конгломератовая; конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая; лептито-сланцево-железисто-кварцитовая.

Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород

Эта ассоциация пород имеет незначительное распространение и наблюдается в виде отдельных обнажений лишь в восточном крыле гимольской синклинальной структуры, в 50 м восточнее оз. Кади, и в западном крыле синклинали Гимольского месторождения. Она складает нижнюю часть гимольской серии и состоит исключительно из метаморфизованных туфобрекчий, изредка содержащих маломощные прослои кварцево-биотитовых туфосланцев и пласты эффузивных плагиопорфиров мощностью до 2 м.

По составу и строению туфово-агломератовая ассоциация пород гимольской градации имеет большое сходство с первой разновидностью

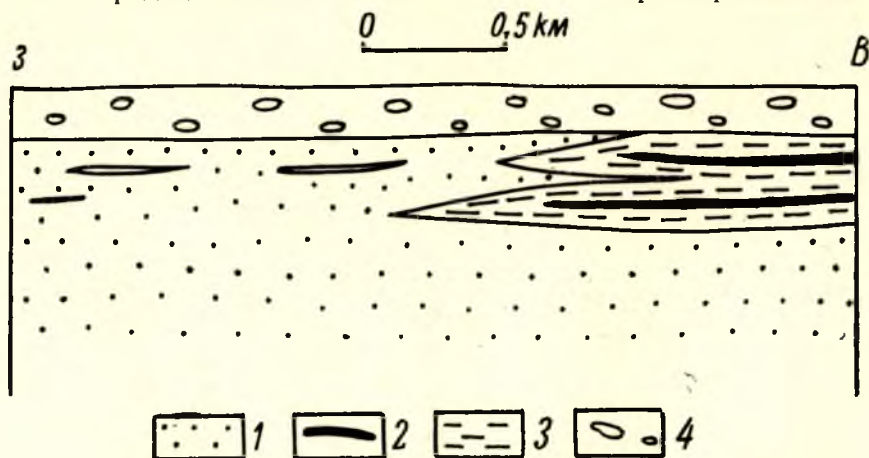


Рис. 27. Схема фациального перехода метаморфизованных туфогенных пород (туфосланцев) в терригенные породы (Большезерская градация):

- 1 — биотитовые гнейсы и биотито-плагиоклазовые сланцы (песчано-глинистые осадки);
- 2 — железистые кварциты; 3 — туфогенные кварцево-биотито-хлоритовые сланцы; 4 — мусковито-кварцевые сланцы с линзами гравелитов и кварцевых конгломератов.

туфово-агломератовой ассоциации Костомукшского района (несортированные туфобреккии).

Судя по общим геологическим данным, мощность этой ассоциации пород в Гимольской градации составляет не менее 100 м и не более 200—250 м.

В 6—7 км на северо-восток рассмотренная парагенетическая ассоциация пород фациально замещается лептито-конгломератовой парагенетической ассоциацией.

Лептито-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация пород залегает в нижней части разреза гимольской серии и наблюдается в крыльях суккозерской синклинали, где входит в состав суккозерской свиты. Подробное литолого-петрографическое описание этой свиты приводится авторами в одной из статей (Чернов, Горьковец, Инина, Раевская, 1966).

В Суккозерской структуре наблюдается два типа разрезов лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации пород.

В первом типе парагенетической ассоциации пород главными членами являются конгломераты и туфоконгломераты. В качестве второстепенных членов в ассоциации присутствуют амфиболовые сланцы, образовавшиеся по андезитовым лавам, мелкообломочные туфобреккии, порфиробластические полевошпато-амфиболовые сланцы и лептитовые гнейсы.

Литология и строение этой парагенетической ассоциации пород хорошо наблюдаются севернее Межезерского месторождения железистых кварцитов. Здесь, в основании разреза ассоциации, на архейских гнейсо-гранитах и гнейсо-гранодиоритах залегают амфиболовые и биотито-амфиболовые сланцы мощностью до 70 м. Судя по петрографическому, химическому составу и текстурным особенностям, эти породы образовались в результате метаморфизма лав андезитового состава. Выше залегают туфоконгломераты мощностью 150—300 м, содержащие прослой «гранитных» конгломератов. В отдельных местах в этих породах наблюдается крупная слоистость, которая обусловлена чередованием пластов «гранитных» конгломератов мощностью 1—2 м, состоящих на 60—80% из галек плагио-гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов размером 15—30 см в диаметре с мощными (15—20 см) пластами туфоконгломератов, сложенных главным образом развальцованными

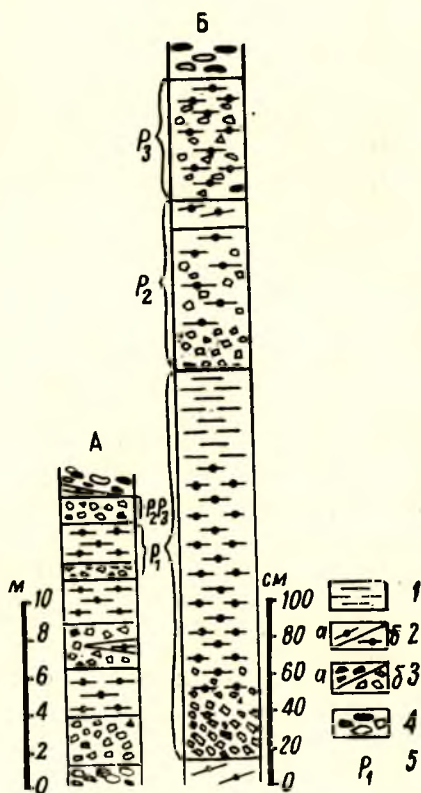


Рис. 28. Характер ритмичной слоистости в мелкообломочных туфобреккиях лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации пород (Межезерское месторождение). А — сводная колонка, Б — деталь колонки:

1 — биотито-полевошпато-кварцевые туфогенные гнейсо-сланцы; 2 — полевошпато-амфиболовые порфиробластические сланцы: а) с косослоистой текстурой, б) с параллельнослоистой текстурой; 3 — мелкообломочные туфобреккии с обломками: а) гнейсо-гранодиоритов, б) биотито-полевошпато-кварцевых сланцев; 4 — туфоконгломераты; 5 — ритмы.

обломками серых полевошпато-кварцево-биотитовых сланцеватых лептитовидных пород размером 2—15 см в поперечнике.

Взаимные переходы между конгломератами и туфоконгломератами осуществляются плавно, путем постепенного уменьшения размеров и количества галек гранитных пород. Туфоконгломераты вверх по разрезу рассматриваемой ассоциации сменяются среднезернистыми порфиро-

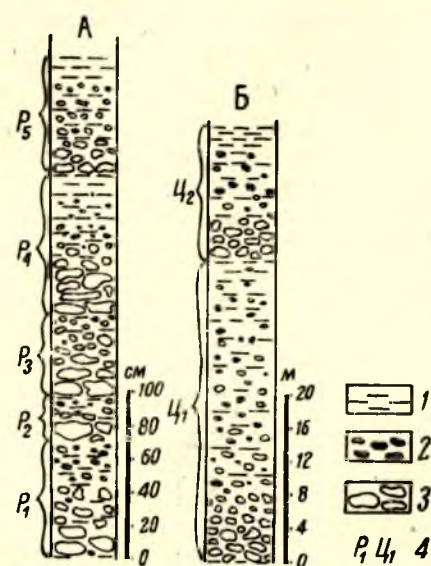


Рис. 29. Типы ритмичности и цикличности туфоконгломератов:

1 — лептитовые гнейсы и биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы (метаморфизованные туфы); 2 — обломки вулканических пород кислого состава; 3 — гальки архейских гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов; 4 — циклы и ритмы.

стическими полевошпато-амфиболовыми сланцами, содержащими прослойки мелкообломочных брекчий и кварцево-биотитовых туфогенных гнейсо-сланцев. Строение этой пачки пород характеризуется сочетанием мелкой ритмичности с косослоистыми и параллельно-слоистыми текстурами напластования (рис. 28). Рассматриваемая парагенетическая ассоциация пород завершается «гранитными» конгломератами, которые в западном и юго-западном направлении фациально замещаются туфоконгломератами, характеризующимися отчетливой ритмично-асимметричной слоистостью. Ритмичность обусловлена тем, что в основании ритмов залегают «гранитные» конгломераты, содержащие 70—80% галечного материала, сложенного архейскими гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами.

Затем постепенно, путем уменьшения количества галечного материала (до 10—30%), размера галек и увеличения количества туфового материала, породы переходят в туфоконгломераты, составляющие верхние части ритмов. Мощность ритмов изменяется от 1 до 15—40 м. Иногда туфоконгломераты сменяются лептитовыми гнейсами, в результате чего возникают ритмы с трехчленным строением (рис. 29, А, Б).

Вторая разновидность лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации развита в 3,5—4 км восточнее первой. Главные члены ассоциации этой разновидности — грубообломочные, несортированные туфобрекчии и туфосланцы кислого состава. Конгломераты имеют незначительное развитие. По своему строению и составу эта разновидность парагенетической ассоциации пород является промежуточной между лептито-конгломератовой и туфово-агломератовой ассоциациями. Нижняя часть ассоциации сложена гранитными конгломератами, налегающими на архейские гнейсо-гранодиориты. Галечный материал конгломератов сложен главным образом архейскими гранитоидами, не отличающимися от аналогичных пород фундамента. Изредка наблюдаются гальки жильного белого кварца. Галечный материал хорошо окатан, составляет 30—40% объема породы, имеет размеры от 2 до 7 см в диаметре и цементируется серым кварцево-биотитовым сланцем. Мощность — 2,5—3 м.

Конгломераты согласно перекрываются неяснослоистыми серыми кварцево-биотитовыми туфосланцами мощностью 3—5 м; туфосланцы сменяются туфобрекчиями, которые представляют собой серые сильно рассланцованные породы, в нижней части толщи состоящие из крупных

(20—40 см в диаметре) округлых глыб серой мелкозернистой альбито-кварцево-биотитовой туфогенной породы и крупных обломков плагиофиров.

Обломочный материал составляет 80—90% и представлен преимущественно туфогенной породой, цементируется серым мелкозернистым кварцево-биотитовым туфосланцем. Альбитофиры встречаются главным образом в нижней части толщи, где они составляют 5—10% всех обломков. Мощность туфобрекчий — 8—110 м.

Таким образом, рассмотренные разрезы свидетельствуют о том, что главными членами лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации пород являются «гранитные» конгломераты и туфоконгломераты. Во второй разновидности ассоциации в качестве главного члена выступают туфобрекчин. Второстепенными членами ассоциации служат полевошпато-амфиболовые порфиробластические сланцы, лептитовые гнейсы, кварцево-биотитовые туфосланцы и полевошпато-амфиболовые сланцы по андезитам.

Для первой разновидности лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации характерна ритмичность строения отдельных пачек пород, которая обусловлена закономерным изменением крупности галечного материала от подошвы к кровле пластов или закономерной сменой пород в строении ритмов.

Литологические особенности и строение лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации позволяют наметить главные фациальные особенности ее формирования. Во-первых, обилие вулканического материала в составе этой ассоциации пород свидетельствует о том, что ее формирование сопровождалось интенсивным вулканизмом, проявлявшимся как в форме излияний андезитовых лав (пачка полевошпато-амфиболовых сланцев по андезитам), так и в выбросах пирокластического материала (туфобрекчин, туфосланцы). С другой стороны, наличие галечного материала архейских гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов указывает на то, что в период седиментации этой парагенетической ассоциации пород существовали архейские поднятия, поставившие обломочный материал. Различное сочетание вулканизма и тектонической активности архейских поднятий и определило характерные литологические особенности лептито-конгломератовой ассоциации пород.

Анализ строения суккозерской свиты, в которой развиты рассмотренные агломератовая и лептито-конгломератовая парагенетические ассоциации пород, показывает, что туфоконгломераты и конгломераты Межезерского месторождения в западном направлении фациально замещаются туфобрекчиями (туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород), а в восточном — лептито-конгломератовой ассоциацией второй разновидности, где также широко развиты туфобрекчин. Указанные фациальные соотношения позволяют предполагать, что в районе Межезерского месторождения существовало крупное поднятие, сложенное архейскими гранитоидами, за счет разрушения которых шло формирование мощных пластов «гранитных» конгломератов. Очаги вулканической деятельности располагались, видимо, юго-западнее и восточнее Межезерского месторождения (рис. 30).

Выше было показано, что туфоконгломераты, залегающие в нижней части свиты, характеризуются крупной (5—20 м мощности) горизонтальной слоистостью, образованной чередованием мощных пластов, сложенных туфоконгломератами, в которых преобладает галечный материал вулканических пород, с маломощными (0,5—1,5 м) пластами, сложенными главным образом мелкой галькой гранитоидов архейского основания.

Налегание туфоконгломератов на гнейсо-гранодиориты, крупная горизонтальная слоистость, достигающая десятков метров, существенно вулканический состав обломочного материала свидетельствуют о том, что туфоконгломераты этой пачки можно рассматривать как образования, сформированные главным образом под влиянием вулканизма при трансгрессии моря. Присутствие в составе пачки туфоконгломератов маломощных пластов «гранитных» конгломератов указывает на наличие в этот период седиментации незначительных поднятий архейского основания, поставляющих гранитный галечный материал.

Пачка туфобрекчий и амфиболовых порфиробластических сланцев отлагалась, вероятно, в несколько иной фациальной обстановке. Для пород этой пачки характерно сочетание горизонтальной, ритмично- и косо-слоистой текстур при уменьшении мощностей пластов и изменении гранулометрического и вещественного состава пород (мелкообломочные брекчии с полевошпато-амфиболовым цементом, амфиболовые сланцы).

Отложение этих пород происходило, видимо, при затухании вулканической деятельности в условиях сильной сейсмичности района, на что указывают значительное уменьшение вулканического материала в породах, а также ритмичное строение отдельных пластов. Возникновение ритмичности типа *graded bedding* многие литологи объясняют мутьевым течением, образующимся в сейсмически неустойчивых областях.

Седиментация пород верхней пачки суккозерской свиты, характеризующихся ритмичнослоистой текстурой, обусловленной сочетанием в рит-

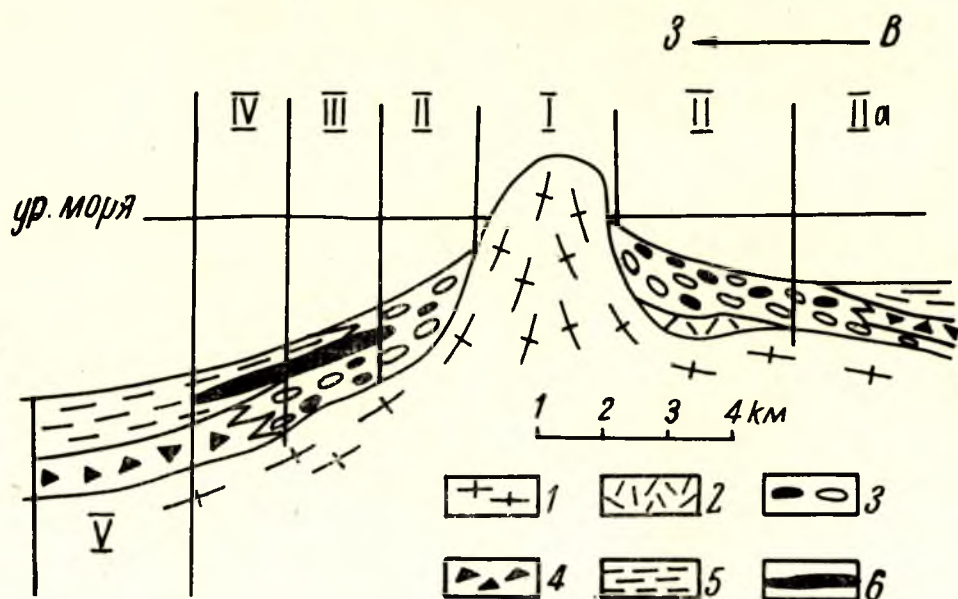


Рис. 30. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород Гимольской грации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации:

1 — архейские гнейсо-гранодиориты, гнейсо-граниты; 2 — метаандезиты; 3 — конгломераты и туфоконгломераты; 4 — туфобрекчии; 5 — кварцево-биотитовые туфосланцы, лептитовые гнейсы; 6 — железистые кварциты.

I — архейское поднятие; II — лептито-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород первой разновидности; IIa — лептито-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород второй разновидности; III — конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород; IV — лептито-сланцево-железисто-кварцитовая ассоциация пород; V — туфово-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород.

мах грубообломочных конгломератов, туфоконгломератов и лептитовых гнейсов, происходила при активном вулканизме и сопровождалась периодически повторяющимися моретрясениями, обусловившими ритмичное строение этой пачки пород.

Литологическая невыдержанность пород верхней пачки суккозерской свиты, замещение в западном направлении конгломератов туфоконгломератами, а затем туфоконгломератов лептитовыми гнейсами (район Межезерского месторождения) свидетельствуют о сложной фациальной обстановке седиментации, обусловленной вулканизмом, и о направлении сноса обломочного гранитного материала с северо-восточной части района, где еще сохранились к этому времени поднятия, сложенные архейскими гранитоидами.

Конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород

В отличие от вышерассмотренных парагенетических ассоциаций эта ассоциация пород наряду с метаморфизованными туфами и туфоконгломератами сложена железистыми кварцитами и лептитовыми гнейсами. Она встречена на Межезерском месторождении, где залегает в костомукшской свите.

Разрез этой ассоциации хорошо наблюдается в разведочной скважине № 3, где нижняя часть ее представлена туфоконгломератами видимой мощностью 16 м. Туфоконгломераты состоят из сильно развальцованных обломков светло-серых и серых кварцево-полевошпато-биотитовых туфогенных пород, скрепленных более слюдистым кварцево-биотитовым цементом.

Изредка среди обломков присутствуют мелкие, 0,5—1 см в диаметре, вытянутые по сланцеватости галечки гранита и кварцитовидной породы. Размеры обломочного материала составляют 3—8 см в диаметре.

Вверх по разрезу в туфоконгломератах количество и размеры обломков туфогенных пород постепенно уменьшаются, составляя в верхней части пласта 10—15%. Преобладающим в породе становится цемент, представленный кварцево-полевошпато-биотитовыми гнейсо-сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма кислых туфов. Постепенно туфоконгломераты полностью лишаются обломочного материала и переходят в лептитовидные биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, которые имеют мощность около 2 м.

Следующий член рассматриваемой ассоциации пород — грюнерито-магнетитовые кварциты.

Переход от биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев к железистым кварцитам осуществляется постепенно, путем переслаивания.

Вначале в гнейсо-сланцах появляются тонкие (0,5—1 см мощности) и редкие прослои магнетитовых кварцитов. Вверх по разрезу постепенно количество и мощность железистых кварцитов возрастают, затем они начинают преобладать в породе. Зона такого переслаивания пород составляет 6 м. Выше по литолого-стратиграфическому разрезу следуют грюнерито-магнетитовые кварциты мощностью 4 м. Этими породами завершается разрез ассоциации.

Из приведенного описания нетрудно заметить ритмичное строение рассматриваемой парагенетической ассоциации пород, которая может быть представлена (схематически) следующим закономерным рядом пород (снизу вверх по разрезу ассоциации):

крупнообломочные туфоконгломераты → мелкообломочные туфоконгломераты (с преобладанием туфового цемента) → биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы (образовавшиеся за счет туфов) → переслаивание железистых кварцитов с гнейсо-сланцами → грюнерито-магнетитовые кварциты.

Из приведенного ряда пород иногда выпадают биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы и зона переслаивания железистых кварцитов и гнейсо-сланцев. В этих случаях железистые кварциты налегают непосредственно на туфоконгломераты (рис. 31).

Изредка наблюдается ритмичность более мелкого порядка, строение которой принципиально не отличается от строения крупных ритмов.

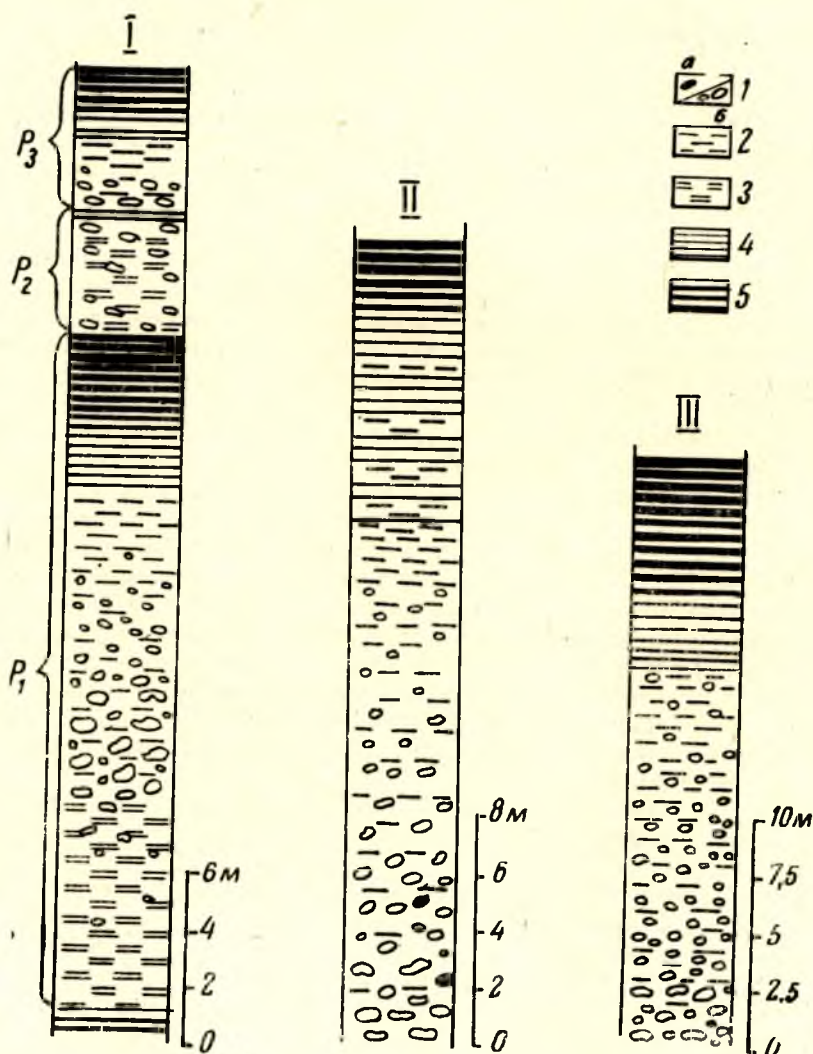


Рис. 31. Типы литологических разрезов конгломератовой лептито-сланцево-железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород:

1 — туфоконгломераты (а — гальки гнейсо-гранитов, б — обломки вулканогенных пород); 2 — туфогенные биотито-полевошпато-кварцевые и кварцево-мусковитовые гнейсо-сланцы; кварцево-мусковитовые гнейсо-сланцы; 4—5 — железистые кварциты.

Лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация пород развита на Межезерском месторождении, где она залегает в нижней части разреза костомукшской свиты.

Главные члены туфово (лептито)-сланцево-железисто-кварцовой парагенетической ассоциации пород — полосчатые, иногда ритмично-слоистые, лептитовые гнейсы и гнейсо-сланцы биотито-полевошпато-кварцевого состава. Реже среди лептитовых гнейсов наблюдаются разновидности с реликтовой порфировой структурой.

Вторая крупная генетическая группа метаморфических пород представлена кварцево-мусковитовыми, мусковито-биотито-кварцевыми, мусковито-кварцевыми сланцами и гнейсо-сланцами, образовавшимися при метаморфизме песчано-глинистых и глинисто-песчаных осадков. К этой группе пород близко примыкают своеобразные биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, обогащенные графитистым веществом и сульфидами, которые, видимо, также образовались за счет песчано-глинистых осадков, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами.

К третьей группе пород, широко распространенных в рассматриваемой ассоциации, относятся магнетитовые и амфиболовые железистые кварциты. Строение лептито-сланцево-железисто-кварцовой парагене-

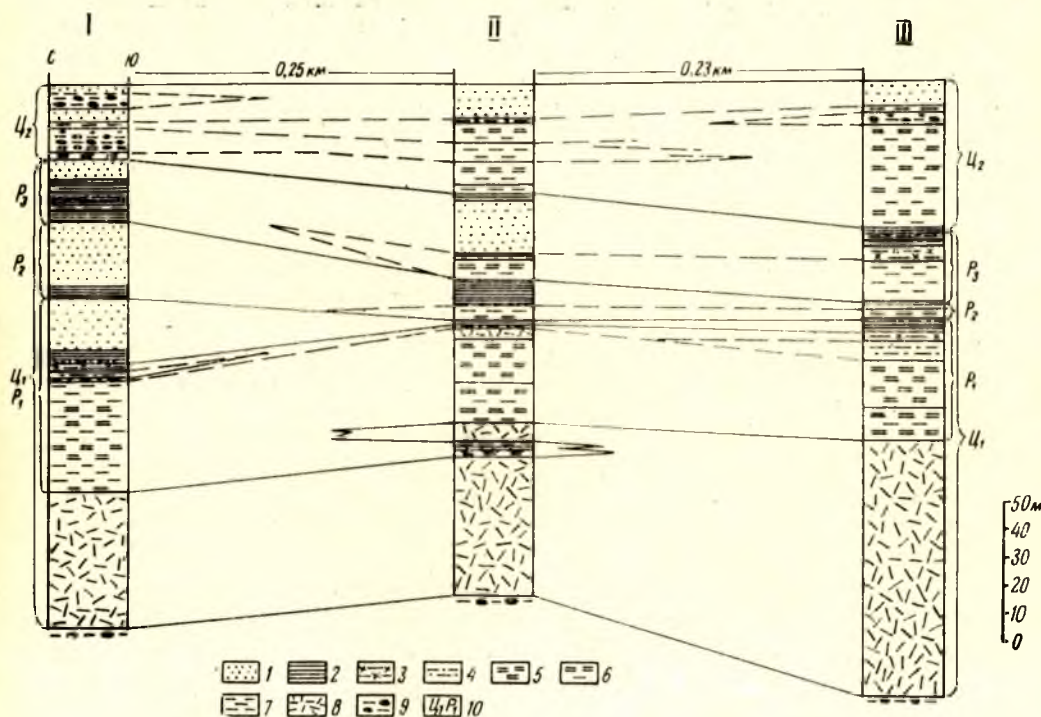


Рис. 32. Типы литологических разрезов лептито-сланцево-железисто-кварцовой парагенетической ассоциации пород:

1 — магнетитовые кварциты; 2 — железистые кварциты существенно гронеритового состава; 3 — амфиболо-гранатовые гнейсо-сланцы и гранатиты; 4 — графитистые биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы с сульфидами; 5 — кварцево-мусковитовые и мусковито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы; 6 — переслаивание биотито-полевошпато-кварцевых туфогенных гнейсо-сланцев с мусковито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами; 7 — туфогенные биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы; 8 — лептитовые гнейсы, образовавшиеся по кислым лавам и их туфам; 9 — туфо-конгломераты; 10 — циклы и ритмы.

тической ассоциации пород хорошо наблюдается по керну разведочных скважин (рис. 32).

Нижняя часть разреза сложена лептитовыми гнейсами мощностью 100—200 м. Среди них по текстурным особенностям выделяют две разновидности — полосчатые лептитовые гнейсы и порфиروبластические. Преобладает разновидность лептитовых гнейсов, которые характеризуются четкой полосчатой текстурой, обусловленной чередованием светло-серых существенно кварцево-полевошпатовых полос с биотито-кварцево-полевошпатовыми полосами темно-серого цвета. Во многих случаях устанавливается, что указанная полосчатость представляет собой реликтовую ритмичную слоистость, аналогичную ритмичной слоистости туфосланцев Костомукшского месторождения.

Нижние части ритмов представлены кварцево-полевошпатовыми светло-серыми разностями лептитовых гнейсов. Верхние элементы ритмов обогащены биотитом. Мощность ритмов изменяется от 5 до 40 см. По текстурным особенностям и химическому составу эта разновидность лептитовых гнейсов — метаморфический аналог туфосланцев, образовалась она в результате метаморфизма в условиях амфиболитовой фации ритмичнослоистых туфовых осадков.

Вторая разновидность лептитовых гнейсов встречается в виде редких пластов мощностью 3—5 м среди полосчатых лептитовых гнейсов. Эти гнейсы представляют собой серые порфиroidные породы, в которых порфиroidные обособления, представленные гранулированными вкрапленниками плагиоклаза и кварца, имеют размеры 1—2 мм в диаметре. Наличие вкрапленников и химический состав этих лептитовых гнейсов свидетельствуют о том, что они образовались за счет метаморфизма кислых эффузивов типа альбитофиров или кварцевых порфиров. Выше залегает ритмично построенная пачка метаморфических пород (P_1) (рис. 32), которая имеет следующее строение (снизу вверх по разрезу).

Серые биотито-полевошпато-кварцевые породы типа туфогенных гнейсо-сланцев, тонко чередующиеся с прослоями мусковито-полевошпато-кварцевых и кварцево-мусковитовых гнейсо-сланцев светло-серого цвета. Преобладают туфогенные гнейсо-сланцы, мощность которых составляет 0,2—2 м. Общая мощность этих пород — 10—15 м.

В северном направлении прослой кварцево-мусковитовых гнейсо-сланцев постепенно исчезают и замещаются биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами. То есть здесь на расстоянии 0,5 км отчетливо намечается изменение в строении нижней части ритма, которое заключается в фациальном замещении туфовых отложений северной части свиты песчано-глинистыми с прослоями туфов в южной.

Выше по разрезу залегают кварцево-мусковитовые и мусковито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, образовавшиеся за счет глинистых и песчано-глинистых осадков. Эти сланцы ритмично чередуются с маломощными пластами биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев, представляющих собой метаморфизованные туфогенные отложения. Мощность этих пород — 17—20 м.

При прослеживании этой части ритма (P_1) в северном направлении устанавливается, как и для нижней части, замещение кварцево-мусковитовых гнейсо-сланцев туфогенными биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами, то есть фациальная смена песчано-глинистых и глинистых осадков туфогенными отложениями.

Следующий элемент рассматриваемого относительно крупного седиментационного ритма (P_1) сложен переслаивающимися кварцево-мусковитовыми, графитистыми биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами, характеризующимися иногда «пятнистой» текстурой, биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами с кварцевыми прослоями, обогащенными сульфидами.

Строение и состав этих мелких ритмов свидетельствуют о том, что их седиментация начиналась с отложения туфогенного материала (биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы), который во времени сменялся отложением песчано-глинистых и глинистых осадков, обогащенных графитистым веществом и сульфидами. Осадконакопление иногда завершалось отложением хемогенного кремнистого материала, обогащенного сульфидами.

Обилие сульфидов и графитистого вещества в породах свидетельствует о том, что осадконакопление протекало в условиях восстановительной геохимической среды, обусловленной, вероятно, вулканизмом.

Верхняя часть первого цикла (Π_1) имеет ритмичное строение и сложена преимущественно железистыми кварцитами (P_2 , P_3) (рис. 32). Здесь выделяются два «рудных» ритма следующего строения: в нижних частях ритмов залегают амфиболовые полосчатые кварциты с небольшим (15—20%) содержанием магнетита. Вверх по разрезам ритмов постепенно количество магнетита возрастает до 45—50%. Этими железистыми кварцитами сложены верхние элементы ритмов. Мощности нижних элементов изменяются от 5 до 15 м, а верхних элементов ритмов составляют 8—23 м. В южном направлении железистые кварциты нижних элементов ритмов замещаются биотито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма туфогенных осадков, и кварцево-мусковитовыми, мусковито-полевошпато-кварцевыми гнейсо-сланцами. Одновременно с замещением нижних элементов «рудных» ритмов происходит обеднение магнетитом магнетитовых кварцитов верхних элементов, которые в результате этого переходят в бедные магнетитом железистые кварциты или железистые гранато-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с гнейсо-сланцами биотито-полевошпато-кварцевого и графитисто-биотито-полевошпато-кварцевого состава.

Таким образом, рассмотренный литологический разрез верхней части ритма P_3 первого цикла (Π_1) на профиле III отличается своеобразием своего строения и состава. Здесь широко развиты сульфидные и глиноземистые (гранатосодержащие) разности железистых пород, чередующиеся с туфовыми осадками (гнейсо-сланцы). По своему составу эта ассоциация пород похожа на туфово-глиноземисто-железисто-кремнистую ассоциацию, широко развитую в Костомукшском районе, осадки которой формировались при интенсивном вулканизме вблизи от вулканических очагов.

Обращает на себя внимание изменение строения цикла с севера на юг (от пр. I к пр. III), которое, вероятно, обусловлено палеорельефом морского дна. В северной части района в период накопления осадков первого цикла существовала, вероятно, депрессия, что подтверждается большими мощностями железисто-кремнистых пород (пр. I). Эта депрессия была своеобразной ловушкой гелей железа и кремнекислоты. В южном направлении глубина ее была меньше, что способствовало отложению здесь совместно с железисто-кремнистыми осадками туфов и терригенных осадков, представленных в настоящее время различными гнейсо-сланцами.

Более резкие фациальные изменения лептито-сланцево-железисто-кварцитовый парагенетической ассоциации пород наблюдаются в восточном направлении (рис. 33).

С запада на восток на расстоянии 800 м происходит полное выклинивание пород этой ассоциации и замещение их туфоконгломератами. Приведенные данные свидетельствуют о том, что депрессия, в которой

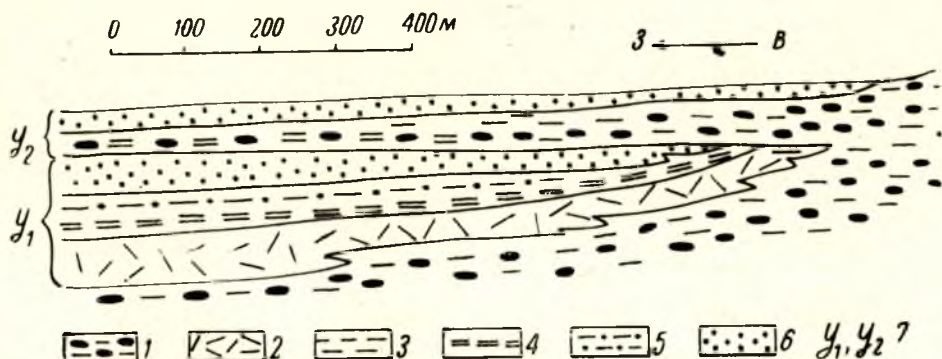


Рис. 33. Схема фациального замещения лептито-сланцево-железисто-кварцитовый парагенетической ассоциации пород туфоконгломератами (Межезерское месторождение):

1 — метаморфизованные туфоконгломераты; 2 — лептитовые гнейсы и гнейсо-сланцы, образовавшиеся по кислым туфам; 3 — биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы; 4 — мусковито-кварцевые гнейсо-сланцы; 5 — графитистые кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы с сульфидами; 6 — железистые кварциты; 7 — циклы седиментации.

отлагались осадки лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетической ассоциации, имела линейную форму и протягивалась в меридиональном направлении. Ширина ее была не менее 800 м. Отложение пород этой ассоциации происходило в области фациального выклинивания туфоконгломератов и замещения их слоистыми лептитовыми гнейсами. Этим устанавливается генетическая связь рудообразования с вулканизмом.

Интересно отметить, что вулканические процессы не только поставляли рудные компоненты, но и создавали геохимическую среду в области седиментации. Примером этого может служить строение ритмов (P_1 , P_2 и P_3) профиля I, отложение осадков которых происходило вблизи от вулканических очагов. Здесь, как было показано выше, широко распространены графитистые и гранатовые разности сланцев, обогащенные сульфидами.

Формирование осадков, за счет которых образовались упомянутые породы, шло в условиях восстановительной среды, на что указывает присутствие в них высоких концентраций сульфидов и графита. Характерно, что в этих фациальных и геохимических условиях происходило осаждение

Таблица 13

Характеристика парагенетических ассоциаций пород гимольской градации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации

Парагенетические элементарные ассоциации пород и их состав	Мощность ассоциаций, м	Положение в стратиграфическом разрезе	Вероятные палеофациальные и геохимические условия седиментации
1) Конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая. Ритмичное чередование конгломератов, туфоконгломератов, лептитовых гнейсов, кварцево-биотито-полевошпатовых гнейсо-сланцев, графитистых кварцево-биотитовых гнейсо-сланцев с железистыми кварцитами.	50—100	Костомукшская свита	Осадконакопление протекало вблизи от поднятий архейского фундамента и сопровождалось интенсивным вулканизмом. Железистые осадки отлагались в линейных депрессиях в области фациального выклинивания конгломератов и туфоконгломератов и замещения их туфовыми и туффитовыми осадками. Под влиянием вулканических процессов геохимическая обстановка часто менялась от восстановительной до окислительной.
2) Туфово-агломератовая. Грубообломочные несортированные туфобрекчии, кварцево-биотитовые туфосланцы, плагиопорфиры.	100—200	Суккозерская свита	Вблизи от вулканических очагов.
3) Лептито-конгломератовая. Конгломераты, туфоконгломераты, лептитовые гнейсы, амфиболовые сланцы, мелкообломочные туфобрекчии. Характерна крупная ритмичная слоистость. Для амфиболовых сланцев — косая слоистость.	80—300	.	Вблизи от поднятий архейского фундамента, сложенного гранитоидами, в прибрежной зоне. Осадконакопление сопровождалось интенсивным вулканизмом.
4) Лептито-сланцево-железисто-кварцитовая. Лептитовые гнейсы и гнейсо-сланцы, кварцево-мусковитовые, кварцево-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы, железистые кварциты.	100—250	Костомукшская свита	Области фациальных переходов туфоконгломератов в лептитовые гнейсы.

ние большей части алюминия, поставляемого вулканами (гранатовые сланцы).

Восстановительная геохимическая среда во времени (по вертикальному разрезу ритмов) и в пространстве (по латерали) сменялась нейтральной средой.

В нейтральной геохимической среде железо отлагалось в форме закисных соединений. Формирование исходных осадков, послуживших образованию магнетитовых кварцитов, протекало в более удаленных от вулканических очагов частях бассейна, в условиях окисной геохимической обстановки. Эта закономерность распределения железистых типов пород в осадочных ритмах обязана своим происхождением геохимической зональности, создаваемой вулканическими процессами.

На основании строения парагенетических ассоциаций пород (табл. 13) и их фациальных переходов, фациальный профиль Гимольской грации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации может быть представлен следующим рядом пород (в зависимости от удаленности их от очага вулканизма):

конгломераты и туфоконгломераты → лептитовые гнейсы (образовавшиеся по эффузивам и туфам кислого состава) → полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы (образовавшиеся по туфогенным осадкам с примесью глинистого материала) → кварцево-мусковитовые и мусковито-полевошпато-кварцевые сланцы (метаморфизованные глинистые и песчано-глинистые осадки) → графитистые кварцево-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами (метаморфизованные глинистые осадки с углеродистым веществом и сульфидами) → грюнерито-гранатовые, гранато-биотитовые сланцы и гранатиты (образовавшиеся за счет метаморфизма глинисто-железисто-кремнистых осадков) → грюнеритовые и грюнерито-биотитовые полосчатые кварциты (образовавшиеся по железисто-кремнистым осадкам, в которых железо было связано в закисной форме) → магнетито-грюнеритовые кварциты → грюнерито-магнетитовые кварциты (образовавшиеся по железисто-кремнистым осадкам, в которых железо было связано в виде окисных соединений).

Большезерская грация

В Большезерской грации, расположенной в 80 км юго-восточнее рассмотренной Костомукшской грации, парагенезисы пород и фациальные условия осадконакопления резко меняются. Эта часть формации характеризуется широким развитием метаморфизованных песчано-глинистых и песчанистых осадков. Кислые туфогенные породы и железистые кварциты здесь встречаются редко и приурочены к верхней части разреза формации.

Литолого-стратиграфическое изучение Большезерской грации позволяет в ее составе выделить две парагенетические ассоциации пород:

- 1) гнейсо-сланцевую (терригенную) и
- 2) железисто-кварцевую гнейсо-сланцевую (туфогенную).

Гнейсо-сланцевая (терригенная) парагенетическая ассоциация пород

Главные члены этой парагенетической ассоциации пород — биотитовые, гранато-биотитовые, ставролитовые, гранато-ставролитовые гнейсы и разнообразные сланцы, состоящие из переменного количества биотита, амфибола, кварца, плагиоклаза, хлорита, серицита, граната и реже мусковита. Эти породы объединяет общая генетическая особенность, заклю-

чающаяся в том, что они образовались за счет метаморфизма (в условиях амфиболитовой фации) алюмосиликатных псаммитовых и пелитовых осадков, представлявших собой глинистые, песчано-глинистые, песчанистые и гравелитовые отложения.

В качестве второстепенных членов в этой ассоциации пород наблюдаются туфогенные хлорито-биотитовые сланцы и маломощные прослои железистых кварцитов. Гнейсо-сланцевая (терригенная) парагенетическая ассоциация пород наиболее широко распространена в западном крыле Большезерской синклинали, где она слагает нижнюю толщу гимольской серии и налегает на гнейсо-граниты архея.

По данным М. М. Стенаря, разрез нижней толщи этой части структуры имеет следующее строение (снизу вверх).

В основании толщи залегают темно-серые слоистые биотитовые гнейсы, состоящие из переменного количества полевого шпата, кварца, биотита, граната и редких зерен турмалина. В отдельных прослоях наблюдаются роговая обманка и хлорит. Общая мощность пород — 230—250 м.

Серые мелкозернистые слоистые биотитовые сланцы, переслаивающиеся с подчиненными им биотито-плагноклазовыми сланцами. Мощность — 350—375 м.

Серые эпидото-биотито-плагноклазовые сланцы, сменяющиеся выше тонко перемежающимися темно-серыми мелкозернистыми роговообманково-плагноклазовыми и светло-серыми биотито-плагноклазовыми сланцами. Местами в этих сланцах встречаются маломощные прослои, сложенные сине-зеленой роговой обманкой или гранатом. В верхней части пачки наблюдаются маломощные (5—15 см) редкие прослои магнетитовых кварцитов и амфиболо-гранато-хлоритовых сланцев. Мощность — 400—450 м.

Светло-серые, грубо- и тонкозернистые серицито-кварцевые сланцы, представляющие собой рассланцованные кварцито-песчаники и гравелиты. Мощность — 40—60 м.

Общая мощность этой ассоциации пород составляет 1100—1200 м.

Железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная) парагенетическая ассоциация пород

Эта ассоциация пород залегает в восточном крыле Большезерской синклинальной структуры. Характерной особенностью строения рассматриваемой парагенетической ассоциации в этой части структуры является значительное развитие кварцево-биотито-хлоритовых туфогенных сланцев и сравнительно крупных залежей железистых кварцитов, приуроченных к туфогенным сланцам. В 3,5 км северо-западнее оз. Тикшезера эта разновидность парагенетической ассоциации пород имеет следующее строение (снизу вверх).

	Мощность, м
Светло-серые, местами зеленовато-серые мелкозернистые биотито-альбито-кварцевые туфосланцы	40—50
Слоистые амфиболо-гранато-хлорито-кварцевые сланцы	1,5
Тонкослоистые амфиболо-магнетитовые кварциты с тонкими прослоями амфибола, граната, хлорита и кварца	5—6
Слоистые магнетитовые кварциты, сложенные главным образом кварцем и магнетитом	2,5—3
Переслаивающиеся кварцево-биотитовые, кварцево-гранато-биотитовые и амфиболо-гранато-хлоритовые сланцы	10—12
Слоистые амфиболо-магнетитовые кварциты	14—15
Переслаивающиеся сланцы с хлоритом, гранатом, амфиболом	5—6
Светло-серые, зеленовато-серые мелкозернистые туфосланцы, переслаивающиеся с хлорито-биотито-кварцевыми и двуслюдяными сланцами, содержащими эпидот	15—20
Светло-серые грубозернистые серицито-кварцевые сланцы, состоящие из зерен и обломков кварца размером до 0,5—1 см в диаметре, сцементированных мусковитом и серицитом (гравелиты)	2—2,5
Конгломераты, состоящие из выгнутых по сланцеватости редких галек кварца размером 0,5—3,4 см, единичных галек кварцево-турмалиновой породы. Цементом служит среднезернистый кварцево-серицитовый сланец	1,5—2
Грубозернистые кварцево-серицитовые и двуслюдяные сланцы, состоящие из кварца, серицита, биотита, граната	10—15
Общая мощность пород рассматриваемого разреза	140

Местами в составе железисто-кварцитово-гнейсо-сланцевой (туфогенной) парагенетической ассоциации пород наблюдаются графитистые кварцево-биотитовые сланцы, обогащенные сульфидами, которые ритмично чередуются с хлорито-биотитовыми туфогенными сланцами и железистыми кварцитами.

Таким образом, вкрест простираения Большезерской синклинали структуры отчетливо наблюдается изменение в составе и строении парагенетических ассоциаций пород.

Если в западном крыле структуры преимущественно развиты глубоко-метаморфизованные терригенные осадки, в которых железистые кварциты встречаются в виде редких маломощных прослоев, то в восточном крыле структуры преимущественно распространены туфогенные сланцы, чередующиеся с довольно мощными пластами и линзами железистых кварцитов и графитистых кварцево-биотитовых сланцев. Такое изменение состава и строения парагенетических ассоциаций пород в Большезерской градации обусловлено фациальными условиями осадконакопления. Гнейсо-сланцевая (терригенная) парагенетическая ассоциация пород, судя по широкому развитию в ее составе терригенных (иногда грубообломочных) отложений, формировалась вблизи архейских поднятий, поставлявших обломочный материал; железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная) ассоциация пород формировалась под влиянием вулканизма, вулканический материал поступал с востока.

Таким образом, Большезерская градация характеризует собой область фациального замещения терригенных осадков туфогенными (рис. 27). При этом необходимо отметить, что железистые кварциты, как правило, залегают среди туфогенных пород (табл. 14), что свидетельствует о генетической связи железнакопления с вулканизмом.

Таблица 14

Характеристика парагенетических ассоциаций пород Большезерской градации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации

Парагенетические ассоциации пород, их состав и стратиграфическое положение	Мощность ассоциаций, м	Первичный состав, вероятные палеофациальные и геохимические условия седиментации
1) Гнейсо-сланцевая (терригенная). Биотитовые, гранато-биотитовые, ставролитовые, гранато-ставролитовые гнейсы и сланцы. (Нижняя толща).	1000—1200	Глинистые, песчано-глинистые, песчанистые и гравелитовые осадки. Вблизи архейских поднятий, поставлявших обломочный материал.
2) Железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная). Туфогенные кварцево-биотито-хлоритовые сланцы, железистые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые сланцы, амфиболо-гранатовые сланцы, серицито-кварцевые сланцы, кварцевые конгломераты, глиноземистые гнейсы. (Верхняя толща).	100—150	Под влиянием вулканизма, в области фациального перехода туфогенных осадков в терригенные.

ГЛАВА IV. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СПИЛИТО-ДИАБАЗОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Породы этой железисто-кремнистой формации развиты в юго-восточной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны (Маньгинский, Совдозерский железорудные районы), где фациально замещают рассмотренную выше сланцево-лептитовую железисто-кремнистую формацию. По объему спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация соответствует геологическим образованиям первого седиментационного цикла гимольской серии (нижняя толща Маньгинского и Совдозерского районов).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

В составе спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации принимают участие различные по генезису и химическому составу породы, принадлежащие в основном к глиноземистому магнезиально-кальциевому изохимическому ряду. Незначительное распространение в рассматриваемой формации имеют породы алюмосиликатного, глиноземисто-железисто-кремнистого и железисто-кремнистого изохимических рядов.

Вулканогенные глиноземистые магнезиально-кальциевые породы

К глиноземистым магнезиально-кальциевым породам относятся различные амфиболовые сланцы и амфиболиты, образовавшиеся в результате метаморфизма основных эффузивов и их туфов. Среди них выделяются:

- 1) тонкослоистые и слоистые амфиболовые сланцы;
- 2) амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур;
- 3) мелко- и среднезернистые амфиболовые, полевошпатово-амфиболовые сланцы и амфиболиты.

Тонкослоистые и слоистые амфиболовые сланцы

Тонкослоистые и слоистые амфиболовые сланцы известны в районе д. Совдозеро, а также на Маньгинском и Киндасовском месторождениях железистых кварцитов. Большая часть этих сланцев относится к мелко-

и тонкозернистым разностям, и только в подчиненном количестве среди них встречаются среднезернистые породы.

Наиболее подробно изучены нами слоистые амфиболовые сланцы района д. Совдозеро, где они залегают в основном в нижней толще (первая рудно-сланцевая пачка). Здесь они слагают пласты мощностью от 1—1,5 до 13—35 м в нижней части пачки и находятся в чередовании с различными амфиболо-эпидотовыми и эпидото-амфиболовыми сланцами с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур.

Слоистые амфиболовые сланцы представляют собой мелкозернистые до среднезернистых тонкосланцеватые породы серо-зеленого до темно-серо-зеленого цвета со слоистой текстурой. Слоистость в этих породах имеет обычно неравномерный характер и обусловлена чередованием более светлых и более темноокрашенных прослоев. Светлоокрашенные прослои полевошпато- (эпидото)-амфиболового состава, как правило, более мощны (от 3 до 10 см), а темные существенно амфиболовые прослойки имеют обычно более крупнозернистое сложение и меньшую (от 0,5 до 2 см) мощность. Реже наблюдались обратные соотношения в характере переслаивания. Контакты чередующихся прослоев чаще всего прямолинейные и отчетливо видны на увлажненной поверхности обнажения при снятии с него мохового покрова.

Среди амфиболовых сланцев встречаются также и тонкослоистые разности, в которых мощность переслаивающихся слоев изменяется в пределах 0,1—0,5 см. В слоистых амфиболовых сланцах иногда наблюдаются единичные линзообразные, реже — округлые обособления кварц-эпидотового или полевошпато-амфиболового состава, вытянутые в направлении слоистости пород, размером от 5 до 15—20 см в длину и 2—3 см в поперечнике. Кроме того, описываемые породы нередко эпидотизированы в виде равномерного послыйного пропитывания породы эпидотом или в виде неправильных участков и пятен, выделяющихся на поверхности обнажения более светлой фисташковой окраской.

Наряду с описанной выше слоистостью в амфиболовых сланцах встречается слоистость, образованная линзообразными, вытянутыми по простиранию пород полосами серовато-зеленых тонкозернистых сланцев мощностью 0,5—5 см, разделенных тонкими, часто сходящимися полосками (мощностью 0,2 см) более темного цвета и более крупнозернистого сложения (табл. 1, 2). Вероятно, породы с такой текстурой представляют собой разлинзованные слоистые сланцы.

Слоистые амфиболовые сланцы характеризуются гранонематобластовой, а для отдельных прослоев нематобластовой структурой. Текстура — сланцеватая, иногда микрослоистая. Сланцы состоят в основном из амфибола с подчиненным содержанием плагиоклаза, эпидота (в эпидотизированных разностях сланцев), иногда карбоната. В незначительных количествах в них могут присутствовать кварц, биотит, хлорит, карбонат, эпидот; аксессуарные: сфен, ильменит, иногда апатит.

Амфиболовые сланцы более светлых прослоев сложены амфиболом (50—60% объема) и плагиоклазом (совместно с эпидотом), составляющим 40—50%. Темноокрашенные прослои сланцев отличаются большим содержанием амфибола (65—80% объема) и меньшим — лейкократовой составной части (плагиоклаза, отчасти — кварца и эпидота), количество которой варьирует от 20 до 30% объема породы.

В тонкослоистых разностях амфиболовых сланцев микрослоистость (наблюдаемая в шлифах) обусловлена наличием среди мелкозернистой полевошпатово-амфиболовой породы (с размером зерен 0,05 мм в поперечнике) тонких прослоев более крупнозернистого сложения (с разме-

ром зерен 0,1—0,2 мм в диаметре) существенно амфиболового, эпидото-плагиоклазового или карбонато-эпидотового состава. В амфиболовых сланцах Маньгинского района к существенно амфиболовым прослойкам породы приурочены тонкие цепочки зерен ильменита.

А м ф и б о л, по составу относящийся к обыкновенной роговой обманке (окрашенной в голубовато-зеленые тона по Ng), реже — актинолиту, образует удлиненные и тонкопризматические зерна длиной 0,2—1 мм, ориентированные в одном направлении и обуславливающие сланцеватый характер породы.

В сланцах Совдозерского района выделяются более светлые и более густоокрашенные (с голубым оттенком по Ng) разности обыкновенной роговой обманки, отличающиеся несколько и по оптическим свойствам (табл. 15). Для более светлых разностей характерна несколько большая величина угла оптических осей и угла погасания, чем для густоокрашенной роговой обманки. Судя по оптическим свойствам, роговая обманка слоистых амфиболовых сланцев относится к железистой разности, содержащей примесь щелочной молекулы. Более густоокрашенная роговая обманка является наиболее железистой.

П л а г и о к л а з, присутствующий в породе в количестве от 30—40 (в лейкократовых прослоях) до 15—20% (в более темных прослоях), образует удлиненные зерна размером 0,05—0,1 мм в поперечнике. Он обычно имеет зональный характер и по составу принадлежит олигоклаз-андезину (с 26—35% An) с более кислой альбит-олигоклазовой краевой зоной.

По химическому составу (табл. 16, анализы 1—5) слоистые амфиболовые сланцы представляют собой породы с почти равным содержанием окислов кальция, магния, глинозема и железа (коэффициенты С, М, А и F), обычно с преобладанием кальция, реже — магния. Повышенное значение коэффициента железистости (F) в анализах среднезернистого роговообманкового (анализ 1) и среднезернистого полевошпато-роговообманкового (анализ 4) сланцев связано с содержанием в породе магнетита (с примесью ильменита) и более железистым характером роговой обманки. Присутствием ильменита также объясняется повышенное (1—2%) содержание окиси титана, характерное для амфиболовых сланцев всех районов.

На диаграмме А. Симонена (рис. 16) точки, характеризующие состав слоистых роговообманковых сланцев Совдозерского района (анализы 1, 2), ложатся в поле вулканогенных пород. Анализ среднезернистого амфиболового сланца Маньгинского района (анализ 4) ложится несколько выше этого поля.

На диаграмме Н. Ниггли (рис. 18) слоистые амфиболовые сланцы (анализы 1—5) попадают в поле изверженных пород, распределяясь в крайней правой части тетраэдра, близко к его ребру. А из диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 19) следует, что рассматриваемые здесь породы по химизму соответствуют породам типа габбро (по Дели). Только 2 анализа (№ 1, 4) слоистых амфиболовых сланцев на указанной диаграмме располагаются несколько ниже и соответствуют составу анальцимового базальта, что, как отмечалось выше, связано с повышенной железистостью анализируемых образцов.

Из вышеприведенного описания слоистых амфиболовых сланцев следует, что рассматриваемые породы, судя по их текстурным, структурным особенностям, минералогическому и химическому составу, представляют собой, вероятно, метаморфизованные слоистые туфы основного состава.

Таблица 15.

Оптические свойства амфиболов глиноземистых магнезиально-кальциевых и кальциево-магнезиальных пород

№ шлифа и образца	CNg	2V(—)	Ng—Np	n		Минерал	Порода	Район (месторождение)
				Np'	Ng'			
961—9	15°	76°	0,025	1,650	1,674	Обыкновенная роговая обманка (светлая голубовато-зеленая — по Ng)	Полевошпато-амфиболовый сланец (из более светлого прослая слоистого сланца)	Совдозерское
972—1	13°	68—70°	0,023—0,024	—	—	Обыкновенная роговая обманка (темная голубовато-зеленая — по Ng)	Микрослоистый полевошпато-амфиболовый сланец	.
968—2	18°	81°	0,028—0,029	1,630	1,660	Актинолит	Полевошпато-актинолитовый сланец (из светлого прослая слоистого сланца)	.
986—3	15°	77°	0,023	1,656	1,677	Обыкновенная роговая обманка (светлая)	Слоистый эпидото-амфиболовый сланец с реликтами „шаровой“ текстуры	.
987—3	12°	74—75°	0,024	—	—	.	Среднезернистый полевошпато-амфиболовый сланец	.
1059—7	11—12°	84°	0,027	—	—	Актинолит	Среднезернистый полевошпатовый амфиболит	Маньгинское

Амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур

Амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур встречены только в Совдозерском районе. Здесь эти породы, также как и вышеописанные слоистые амфиболовые сланцы, с которыми они переслаиваются, залегают в виде пластов мощностью от 2,5—5 до 20—40 м в нижних частях циклично построенных рудно-сланцевых пачек нижней толщи.

Макроскопически амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур представляют собой темные зеленовато-серые сланцеватые породы, содержащие более светлые, желтовато-зеленые обособления кварцево-эпидотового и амфиболо-эпидотового состава (табл. 1, 3).

Содержание эпидотовых обособлений колеблется от 1—2 до 60% объема породы. В пределах одного обнажения часто можно наблюдать постепенное увеличение размера и количества эпидотовых обособлений, от редких миндалевидных 0,5—1,5 см в поперечнике в начале интервала до многочисленных (40—60% объема породы) линзовидных и округлых размером до 50×20 см в конце интервала. Нередко обособления, приуроченные к одной полосе, четкообразно следуют друг за другом.

Среди эпидотовых обособлений по форме и текстурным особенностям выделяется несколько разновидностей:

а) Овальные и линзовидные, в различной степени вытянутые по сланцеватости обособления размером от 3×0,5 до 50×20 см. Выполняющие их породы обычно смяты в многочисленные складки (табл. 1, 5). Иногда в центральной части обособлений наблюдаются небольшие (1—2 см в поперечнике) выделения кварца. Такого характера обособления наиболее распространены. В редких случаях они имеют концентрическое строение (табл. 1, 4), обусловленное чередованием более темных полос существенно амфиболового состава и более светлых эпидотовых полос мощностью 2—5 см.

б) Округлые, шарообразные, реже линзовидные обособления 5—15 см в поперечнике, имеющие мелкозернистое плотное сложение.

в) Обособления, сильно вытянутые в направлении сланцеватости и напоминающие выклинивающие прослои. Они сложены мелкозернистой породой и имеют мощность 0,5—5 см.

Микроскопическое изучение обособлений, обуславливающих реликтовую «шаровую» и «пятнистую» текстуры описываемых пород, показало, что они состоят из эпидота (55—85%), актинолита (5—10 до 30—45%), кварца (5—10%), иногда содержат олигоклаз или альбит-олигоклаз (5—15%), карбонат; из аксессуарных минералов — сфен (до 1%). Структура нематобластовая и гранонематобластовая. В ряде шлифов наблюдалось отчетливое зональное строение мелких обособлений, проявляющееся в укрупнении по направлению к центру слагающих породу зерен до 0,5—1 мм в поперечнике.

Амфиболовые сланцы, содержащие описанные обособления, представляют собой мелкозернистые породы с довольно отчетливой полосчатой текстурой, обусловленной чередованием темных, существенно амфиболовых полос, мощностью 0,3—0,5 см (иногда до 3 см) и более светлых полевошпато-амфиболовых полос, обычно преобладающих по мощности (0,3—3, изредка до 5—10 см). Границы полос, как правило, отчетливые, прямолинейные, реже извилистые, неясные, как бы «смазанные». Породообразующими минералами в амфиболовых сланцах являются обыкновенная роговая обманка (55—75 до 80%) и олигоклаз-андезин или анде-

зин (20—40% Ap), в небольшом количестве содержатся кварц, эпидот и сфен.

Структура основной массы сланцев гранонематобластовая. Роговая обманка по оптическим свойствам (табл. 15) аналогична роговой обманке вышеописанных слоистых амфиболовых сланцев.

Амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» текстуры в химическом отношении (табл. 16, анализы 6, 7) аналогичны вышеописанным слоистым амфиболовым сланцам (анализы 1—5), что подтверждается также одинаковым расположением их на диаграммах А. Симонена (рис. 16), П. Ниггли (рис. 18) и А. Н. Заварицкого (рис. 19). Кварцево-актинолит-эпидотовая порода миндалевидных и шаровых обособлений (анализы 8, 9) имеет глиноземисто-магнезио-кальциевый состав с незначительным содержанием или почти полным отсутствием щелочей.

Учитывая минералогический, химический состав амфиболо-эпидотовых и эпидото-амфиболовых сланцев, строение и распределение в породе эпидотовых обособлений, обуславливающих реликтовую «пятнистую» и «шаровую» текстуры, можно предположить, что эти сланцы образовались за счет метаморфизма миндалекаменных и шаровых лав основного состава.

Мелко- и среднезернистые амфиболовые, полевошпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты

Породы этой группы распространены главным образом в Совдозерском районе, а также известны в районах Маньгинского и Киндасовского месторождений. При этом, в Совдозерском районе развиты преимущественно мелко- и среднезернистые амфиболовые и полевошпато-амфиболовые сланцы, которые здесь принимают участие в строении в основном первой рудно-сланцевой пачки нижней толщи. Эти сланцы образуют пласты мощностью от 3,5 до 10 м, залегающие среди эпидото-амфиболовых сланцев с реликтами «шаровой» текстуры и слоистых амфиболовых сланцев. В Маньгинском и Киндасовском районах распространены в основном амфиболиты.

Амфиболовые, полевошпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты макроскопически представляют собой сланцеватые мелко- и среднезернистые породы темно-серо-зеленоватого цвета с ориентированными призматическими кристалликами темно-зеленого, почти черного амфибола длиной до 0,5 см. Структура сланцев гранонематобластовая, иногда с реликтами офитовой; в амфиболитах — нематобластовая.

Описываемые породы состоят в основном из амфибола и плагиоклаза (в полевошпатовых разностях сланцев). В качестве второстепенных минералов могут присутствовать кварц, плагиоклаз, эпидот, биотит, хлорит; аксессуарные: сфен, ильменит.

Амфибол принадлежит к обыкновенной роговой обманке (плеохроизм: по Np — светло-желтовато-зеленый, по Ng — голубовато-зеленый), которая в небольшой степени замещается коричневым биотитом, а также эпидотом. Реже амфибол представлен бледноокрашенным актинолитом, характерным обычно для эпидотизированных разностей амфиболовых сланцев и амфиболитов. В амфиболитах Маньгинского района актинолит замещается бледно-зеленым хлоритом.

Плагиоклаз, относящийся к андизину и олигоклаз-андизину (с 31—38% Ap), обычно не sdвойникован, загрязнен включениями мелких зерен эпидота и с краю зерен альбитизирован. Содержание его в слан-

Химический состав пород спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Наименование породы	№ образца	Район (месторожде- ние)	Окислы, в весовых %														Аналитик
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма		
1	Среднезернистый рогово-обманковый сланец	959	Совдозер-ское	47,22	2,08	12,17	4,47	13,77	0,23	5,44	9,58	2,55	0,30	0,15	1,73	99,69	В. А. Куки-на	
2	Мелкозернистый эпидоти-зированный полевошпа-то-роговообманковый сланец	961—2	.	52,0	0,84	16,17	4,21	5,51	0,18	5,47	10,80	2,22	0,75	0,07	1,68	99,90	.	
4	Среднезернистый полево-шпато-роговообманко-вый сланец	М-6/9	Маньгин-ское	45,25	1,32	14,99	1,75	13,14	0,18	8,87	8,31	2,92	0,10	0,35	3,27	100,61	Т. М. Бра-гина	
5	Тонкозернистый рогово-обманковый сланец с прослоями карбонато-эпидотового состава	М-2/4	.	48,76	1,09	13,96	2,63	9,69	0,36	3,58	14,08	1,30	0,25	0,16 H ₂ O ⁺ =3,63		99,49	В. А. До-ильница	
6	Полевошпато-амфиоло-вый сланец (основная масса эпидото-амфибо-ловых сланцев с релик-тами „шаровой“ тексту-ры)	973—6	Совдозер-ское	52,67	0,88	14,33	2,23	9,09	0,31	6,80	9,99	1,75	0,20	0,12	2,13	100,50	Г. И. Ка-пустина	
7	Полевошпато-амфиоло-вый сланец (основная масса эпидото-амфибо-ловых сланцев с релик-тами „шаровой“ тексту-ры)	986—12	.	51,76	1,06	14,81	2,57	8,82	0,20	6,07	10,81	1,95	0,20	0,14	1,62	100,01	.	

8	Кварц-актинолито-эпидотовая порода с карбонатом из „шарообразного“ обособления	973—5	.	38,99	0,71	14,89	4,24	4,00	0,24	3,69	24,17	не обн.	0,05	0,10	9,23	100,31	.
9	Актинолито-кварц-полевошпато-эпидотовая порода из миндалевидного обособления	986—15	.	46,80	0,74	13,29	4,13	8,52	0,20	8,98	14,17	0,80	0,25	0,12	2,21	100,21	.
10	Мелкозернистый эпидотизированный роговообманковый сланец (неслоистый)	963—1	.	45,08	2,06	16,87	6,15	5,58	0,15	3,95	17,02	0,33	0,15	0,22	2,03	99,59	В. А. Кукина
11	Среднезернистый полевошпатовый амфиболит, хлоритизированный	7—9	Маньгинское	47,3	1,18	14,58	1,03	11,97	0,25	9,37	7,93	2,62	0,40	0,38	3,49	100,60	Т. М. Брагина
77	Мусковито-кварцевый сланец	5964—24	Совдозерское	76,49	0,06	13,90	0,57	0,66	0,025	1,13	1,01	0,65	3,88	0,28	1,73	100,38	Г. И. Капустина
109	Амфиболо-хлоритовый порфировластический сланец	1673	Киндасовское	29,74	0,95	17,04	4,51	26,56	0,27	10,39	1,33	0,09	0,46	0,08	9,57	99,94	А. Я. Иванова, В. А. Филонова
110	Кварцево-амфиболо-хлоритовый порфировластический сланец	М-1-К/7	Маньгинское	42,20	0,92	18,08	2,5	14,7	0,07	11,01	4,84	1,80	0,11	0,30	4,22	100,65	В. А. Чиکشева
43	Безрудный грюнеритовый кварцит с сульфидами	М-7/6	.	35,96	0,16	1,37	10,81	34,72	0,88	2,88	6,88	не обн.	0,09	0,19	4,68 S = 3,08	100,16	.
44	Магнетито-грюнеритовый кварцит	М-6/20	.	47,28	0,19	2,38	11,10	30,05	0,28	2,03	3,72	0,05	0,14	0,2	2,89	100,23	.

Анализы 1—11 — глиноземистые магнезиально-кальциевые породы; 77 — алюмосиликатные породы; 109, 110 — глиноземисто-железисто-кремнистые породы; 43, 44 — железистые кварциты силикатного типа.

цах колеблется от 10—15 до 25—30% объема породы, в амфиболитах — от 15 до 40%. В мелкозернистых разностях сланцев плагиоклаз образует мелкие (0,05—0,15 мм в диаметре) удлиненные зерна с ксеноморфными контурами и агрегаты зерен. В среднезернистых сланцах плагиоклаз, помимо агрегата мелких зерен, образует более крупные (0,1—0,3 мм в диаметре) изометричные и удлиненные зерна, иногда имеющие секущий характер (реликты офитовой структуры).

Из вторичных минералов наиболее распространен эпидот, содержание которого в эпидотизированных разностях сланцев достигает 20—35% объема породы. Он замещает плагиоклаз и, в меньшей степени, развивается как вторичный по роговой обманке.

Химические анализы мелкозернистого амфиболового сланца (анализ 10) и среднезернистого полевошпатового амфиболита (анализ 11) на диаграммах Ниггли (рис. 18) и А. Н. Заварицкого (рис. 19) имеют идентичное расположение с анализами вышеописанных слоистых амфиболовых и эпидото-амфиболовых сланцев с реликтами «шаровой» текстуры. Только анализ (№ 10) эпидотизированного амфиболового сланца располагается значительно ближе к вертикальной линии, отличаясь незначительным содержанием щелочей, что обусловлено почти полным замещением плагиоклаза эпидотом.

Исходя из минералогического состава, текстурных особенностей и химизма, можно предположить, что амфиболовые, полевошпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты образовались за счет метаморфизма основных эффузивных пород.

Таким образом, из вышеприведенной петрохимической характеристики различных амфиболовых сланцев и амфиболитов вытекает, что эти породы следует считать образовавшимися за счет метаморфизма в условиях амфиболитовой фации лав или туфов среднего и основного состава (см. табл. 26). Причем, рассматриваемые породы в химическом отношении отличаются от сравниваемых с ними основных типов магматических пород (по Дели), как правило, значительно меньшим содержанием щелочей (рис. 19).

На диаграмме Осборна (рис. 36) видно, что амфиболовые и полевошпато-амфиболовые сланцы образовались по породам основных по химизму лав, и точки составов их (№ 1, 4, 5, 10) располагаются около линии гавайской серии или распределены (№ 2, 3, 6, 7) между линиями толентовой и Каскейд (Йодер, Тилли, 1965).

Глиноземистые магнезиально-кальциевые породы по химизму близки ультрабазитам Урала (Малахов, 1964), отличаясь от них только значительно большим содержанием глинозема и окиси кальция и меньшим — окиси магния.

В рассматриваемых породах глиноземистого магнезиально-кальциевого изохимического ряда изучалось также распределение элементов-примесей. По данным полуколичественного спектрального анализа, в этих породах постоянно присутствуют Mn, Pb, Ga, Ti, Cu, Co, Ni, Zr, Sr, Cr и в некоторых петрографических разностях Be, Zn и Ba. Характерными микроэлементами являются Mn, Ga, V, Ti, Cu, Co, Ni и Cr, содержащиеся в вышекларковых количествах. Для амфиболовых сланцев и амфиболитов Киндасово-Маньгинского района характерно повышенное (7 кларков) содержание Cu и Ni, а в амфиболовых сланцах с реликтами шаровых текстур, мелко- и среднезернистых амфиболовых сланцах Совдозерского района отмечается значительная (10—14 кларков) концентрация Cr по сравнению со средним содержанием этого элемента в земной коре (Виноградов, 1962).

Таблица 17

Числа Н. Ниггли, числовые характеристики А. Н. Заварицкого и коэффициенты по Н. П. Семененко
пород спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Числа Н. Ниггли						Числовые характеристики А. Н. Заварицкого										Коэффициенты по Н. П. Семененко					
	al	fm	c	alk	Si	$\frac{c}{fm}$	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$	F	A	M	C	FM	O
1	17	53	24	6	109	0,45	6,0	5,2	33,0	55,7	—	52,1	28,0	19,8	—5,7	1,15	37	18	20	25	57	
2	24	40	29	7	131	0,72	6,0	8,1	24,2	61,6	—	38,3	39,1	22,5	3,2	0,74	21	26	22	31	43	
4	19	55	20	6	98	0,36	6,4	6,6	35,3	51,6	—	48,9	41,7	9,3	—16,1	0,97	28	20	31	21	59	
5	24	37	36	3	116	0,97	3,4	8,1	28,7	59,7	—	43,2	22,1	34,6	4,6	0,42	25	25	13	37	38	
6	21	49	26	4	130	0,53	4,1	7,5	27,2	61,1	—	40,1	42,7	17,2	6,6	0,54	24	22	26	28	50	
7	21	45	29	5	127	0,64	4,6	7,7	26,9	60,7	—	40,4	38,6	21,0	4,6	0,59	24	22	24	30	48	
8	20	25	55	0	86	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	19	13	55	26	
9	16	50	32	2	98	0,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22	17	29	32	51	
10	23	35	41	1	103	1,2	1,0	11,8	29,6	57,6	—	39,3	24,6	36,1	1,6	0,08	21	23	13	42	34	
11	19,5	55,5	19	6	106	0,34	6,6	7,0	33,1	53,2	—	39,8	50,5	9,6	—13,7	0,94	26	20,5	33,5	20	59,5	
77	55	18	7	20	507	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	69	21	9	29	
109	20	74	3	3	60	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	48	19	30	3	78	
110	22	63	11	4	88	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	23	36	11	66	
43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	72,4	1,6	11,4	14,6	83,8	0,14
44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80,0	3,4	7,1	9,5	87,1	0,14

Осадочные алюмосиликатные породы

Метаморфизованные осадочные алюмосиликатные породы в составе спилито-диабазовой формации имеют незначительное развитие и представлены мусковито-кварцевыми сланцами и графитистыми кварцево-хлоритовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами.

Мусковито-кварцевые сланцы в Совдозерском районе образуют прослои среди амфиболовых сланцев нижней толщи. Макроскопически они представляют собой среднезернистые тонкорассланцованные породы серовато-желтого цвета. Преобладающим минералом в них является кварц (65—80%), образующий вытянутые по сланцеватости зерна 0,2—1 мм длиной и 0,4—0,5 мм в поперечнике, в подчиненном количестве содержатся мусковит (7—35%) и олигоклаз (до 10%). Структура сланцев лепидогранобластовая.

Мусковито-кварцевые сланцы характерны для амфиболитовой фации регионального метаморфизма и образовались за счет песчаных отложений с примесью глинистого материала. Химический анализ кварцево-мусковитового сланца (анализ 77) на диаграммах Н. Ниггли (рис. 17) и А. Симонена (рис. 16) располагается соответственно в поле остаточных отложений и глинистых осадков и в поле песчанистых пород.

Графитистые кварцево-хлоритовые и кварцево-серицито-хлоритовые сланцы развиты в зонах зеленосланцевой фации регионального метаморфизма на месторождениях Маньга — Киндасово и Совдозерском (в отложениях верхней толщи). Внешне — это тонкозернистые сланцеватые породы зеленовато-серого цвета, сложенные кварцем, хлоритом, серицитом. Как второстепенные присутствуют графит, сульфиды, карбонат. Графит в них содержится в тонкораспыленном виде, и количество его не превышает 2—5% объема породы. Для описываемых графитистых сланцев района Маньга — Киндасово, по сравнению с графитистыми сланцами других формаций, характерно повышенное содержание сульфидов и карбоната. Первичным материалом для образования графитистых кварцево-хлоритовых сланцев послужили, вероятно, глинистые и песчано-глинистые осадки с углистым веществом, обогащенные сульфидами железа.

Исследование распределения элементов-примесей показало, что содержание их в графитистых сланцах месторождения Маньга — Киндасово отличается от аналогичных пород других формаций. Для них характерно повышенное количество (4—8 кларков) Pb, Cu, Zn, Co и Mn (2 кларка) при пониженных по сравнению с другими месторождениями содержаниях V, Sr, Cr и Ba.

Осадочные глиноземисто-железисто-кремнистые породы

Глиноземисто-железисто-кремнистые породы в составе спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации встречаются в районе Киндасово-Маньгинского месторождения и представлены амфиболо-хлоритовыми порфиروبластическими сланцами. Эти сланцы переслаиваются с железистыми кварцитами, образуя прослои мощностью 1—3 м. В некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы от амфиболо-хлоритовых сланцев к железистым кварцитам через зону переслаивания, в которой прослои сланцев мощностью 0,5—0,6 м перемежаются с железистыми кварцитами. Внешне амфиболо-хлоритовые сланцы представляют собой слабосланцеватые тонкозернистые породы, содержащие беспорядочно ориентированные иголки темно-зеленого амфибола длиной 2—3 мм.

Породообразующие минералы в них — хлорит, амфибол, плагиоклаз, реже кварц и серицит. Второстепенные и вторичные минералы представлены карбонатом, тремолитом, ильменитом. Структура порфиробластовая с микрогранолепидобластовой структурой основной массы (табл. X, 5), текстура неотчетливая сланцеватая. Иногда в амфиболо-хлоритовых порфиробластических сланцах наблюдаются согласные со сланцеватостью тонкие (мощностью до 0,5 мм), прерывистые полоски ильменита, представляющие собой, вероятно, реликты слоистой текстуры породы.

Порфиробласты образованы идиоморфными зернами обыкновенной роговой обманки и содержат многочисленные включения зерен кварца, ильменита, хлорита, ориентированные в направлении сланцеватости породы (табл. X, 6). Оптические свойства роговой обманки, окрашенной в голубовато-зеленый цвет (по Ng): $CNg = 12^\circ$; $2V = -80^\circ$; $Ng - Np = 0,025$ (шл. 1 к/7), $Ng' = 1,678$; $Np' = 1,654$. Из вторичных изменений для роговой обманки характерно замещение ее карбонатом и в редких случаях тремолитом. Основная ткань породы сложена тонкозернистым агрегатом хлорита (25—50% объема породы), андезина или олигоклаз-андезина (10—30%), кварца (5—15%) и в редких случаях — одним хлоритом.

В химическом отношении амфиболо-хлоритовые порфиробластические сланцы (табл. 17, анализы 109, 110) представляют собой глиноземисто-железисто-кремнистые породы, для которых характерно высокое содержание закисного железа и магния. При нанесении результатов пересчета химических анализов этих пород на диаграмму Н. Ниггли (рис. 17) точки составов их (№ 109, 110) располагаются в поле вулканических пород вблизи ребра тетраэдра. На диаграмме А. Симонена (рис. 16) указанные анализы располагаются левее поля глинистых осадков, приближаясь к оси ординат.

Тонкое переслаивание амфиболо-хлоритовых порфиробластических сланцев с железистыми кварцитами, их минералогический и химический состав позволяют предполагать, что рассматриваемые породы образовались, вероятно, за счет метаморфизма обогащенных железом глинистых и мергелистых осадков, протекавшего в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации (по Эскола).

Спектроскопическое (полуколичественное) изучение амфиболо-хлоритовых порфиробластических сланцев показало присутствие в них следующих элементов: Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Sr, Cr и Ba. При этом следует отметить, что большинство из перечисленных элементов присутствует в сланцах в вышекларковых количествах (исключение составляют Ti, Zr, Sr и Ba). Наибольших концентраций (3—5 кларков) здесь достигают Co, Ni и Cu.

Хемотропные железисто-кремнистые породы

Железисто-кремнистые породы в диабазо-спилитовой железисто-кремнистой формации представлены железистыми кварцитами окисно-силикатного (бедные руды) и силикатного (безрудные кварциты) типов.

В петрографическом отношении среди железистых кварцитов указанных типов выделяются только грюнеритовые разновидности пород.

Грюнеритовые (роговообманково-грюнеритовые) магнетитовые кварциты и безрудные грюнеритовые кварциты развиты в основном на Маньгинском и Киндасовском месторождениях и отчасти на Совдозерском месторождении (безрудные кварциты).

Эти породы в текстурном, минералогическом и химическом (табл. 16, анализы 43, 44) отношениях сходны с описанными выше железистыми кварцитами сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации. Однако следует отметить ряд особенностей, присущих железистым кварцитам рассматриваемой диабазо-спилитовой формации. Так, при общей полосчатой текстуре для описываемых пород характерно следующее:

1) Магнетитовые прослои сплошные или содержат редкие различно ориентированные призматические зернышки грюнерита (табл. XII, 4) или кварца.

2) Существенно кварцевые прослои отличаются тонкозернистым сложением. Величина составляющих их зерен кварца изменяется в пределах 0,04—0,06 мм, тогда как в рудах других формаций зерна кварца измеряются в пределах 0,1—0,2 мм. Кварцевые прослои к тому же в различной степени насыщены тонкозернистым магнетитом и имеют микро-слоистое строение.

3) Повышенное содержание железистых силикатов — грюнерита и развивающейся по нему сине-зеленой роговой обманки.

4) Значительная концентрация сульфидных минералов, приуроченных обычно к силикатным (грюнеритовым) прослоям породы. Поэтому в них фиксируется (по данным химических анализов) относительно высокое (до 3—5% и более) содержание серы (анализ 43).

Кроме того, для безрудных грюнеритовых кварцитов Маньгинского и Киндасовского районов характерна карбонатизация пород. А безрудные кварциты Совдозерского месторождения, находящиеся в зонах глубокого метаморфизма, сильно перекристаллизованы, и кварцевые прослои в них имеют значительно более грубозернистое сложение (табл. XIII, 3в) по сравнению с аналогичными породами других районов и формаций.

Основные пороодообразующие минералы описываемых здесь железистых кварцитов (кварц, магнетит, грюнерит, карбонат) аналогичны таковым в породах сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, поэтому описание их здесь не приведено. Из других минералов для железистых кварцитов спилито-диабазовой формации следует отметить лишь диопсид.

Диопсид встречается в грюнеритовых рудах Маньгинского месторождения на контакте их с ортоамфиболитами, образовавшимися за счет основных эффузивов. Диопсид образует бесцветные зерна различной величины, вытягивающиеся в небольшие прерывистые прослойки в рудной части породы (табл. XV, 5), на контакте рудных и грюнеритовых прослоев. Крупные зерна диопсида (1,5—3 мм) содержат включения зерен магнетита, сульфидов, реже — кварца. Диопсид замещает грюнерит, реликты которого можно наблюдать среди диопсида. Диопсид, также как и другие пироксены, — более поздний минерал в рудных железистых кварцитах, образовался он в основном как скарный минерал. Оптические константы диопсида: $cNg=47^\circ$; $2V=+56^\circ$, $Ng-Np=0,030$ (шл. 8—12).

Исследование распределения элементов-примесей в описываемых магнетитовых кварцитах показало, что в рудах Маньгинского месторождения, ассоциирующих с основными вулканогенными породами, устойчивый своеобразный комплекс представлен следующими элементами-примесями: Mn, Pb, Ga, Ge, Ti, Cu, Zn, Co, Ni. К тому же и концентрация элементов-примесей в железистых кварцитах окисно-силикатного типа указанного месторождения значительно выше, чем в аналогичных породах, связанных с проявлениями кислого вулканизма. Исключение составляет только Ti, концентрация которого в рудах Маньгинского месторождения ниже, и Sr, отсутствующий в породах данного типа.

Для железистых кварцитов силикатного типа Маньгинского месторождения, связанного с основным вулканизмом, своеобразный и устойчивый комплекс представлен следующими элементами: Mn, Pb, Ga, Ge, V, Ti, Cu, Zn, Co, Ni и Cr. Причем, большинство из них (Mn, Ge, V, Cu, Zn, Co и Ni) присутствует в количествах, превышающих или близких к среднему содержанию их в земной коре (Виноградов, 1962). Только содержание Ti и Cr в безрудных кварцитах Маньгинского месторождения значительно ниже, чем в аналогичных породах, генетически связанных с проявлениями кислого вулканизма. Для безрудных кварцитов нижней толщи Совдозерского месторождения определен следующий набор элементов: Be, Mn, Ga, Ge, V, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Sr, Cr, из которых Cu, Zn и Cr присутствуют в количествах, значительно превышающих среднее содержание этих элементов в земной коре (Виноградов, 1962).

Первичный состав всех описанных здесь пород спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации приведен в табл. 18.

Таблица 18

Первичный состав метаморфических пород спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации

Изохимические ряды пород	Породы регионального метаморфизма (○ — зеленосланцевая, ⊗ — эпидот-амфиболитовая, ● — амфиболитовая фации, по Эскола)	Фации метаморфизма	Первичный состав пород
Глиноземистые магнезиально-кальциевые	Тонкослоистые и слоистые амфиболовые сланцы Амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами шаровой и пятнистой текстур Мелко- и среднезернистые амфиболовые, полевошпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты	● ● ●	Слоистые туфы основного состава Миндалекаменные и шаровые лавы основного состава Эффузивы основного и среднего состава
Алюмосиликатные (осадочные породы)	Мусковито-кварцевые сланцы Графитистые кварцево-хлоритовые и кварцево-серицит-хлоритовые сланцы	● ○	Песчаные отложения с примесью глинистого материала Песчано-глинистые осадки с углистым веществом, обогащенные сульфидами железа
Глиноземисто-железисто-кремнистые	Амфиболо-хлоритовые порфиробластические сланцы	○	Обогащенные железом глинистые и мергелистые осадки
Железисто-кремнистые	Магнетито-грюнеритовые, магнетито-роговообманково-грюнеритовые и гриunerитовые кварциты	∅	Железисто-кремнистые осадки с примесью мергелистого материала

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД СПИЛИТО-ДИАБАЗОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Главными членами ассоциации пород в спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации являются различные амфиболовые сланцы и амфиболиты, образовавшиеся в результате метаморфизма основных

эффузивов и их туфов. Железистые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-мусковитовые сланцы в составе формации имеют незначительное распространение и наблюдаются в виде маломощных (0,5—10 м) пластов и линз среди перечисленных вулканитов основного состава.

Характерная литологическая особенность спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации — ритмичное строение, которое обусловлено закономерным чередованием железистых кварцитов с графитистыми сланцами, амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Нижние части ритмично построенных пачек пород, как правило, сложены метаморфизованными туфами и лавами основного состава, средние — представлены метаморфизованными песчано-глинистыми и глинистыми осадками, часто обогащенными сульфидами и графитом. Строение ритмов обычно завершается железистыми кварцитами.

Мощности ритмов изменяются в широких пределах — от 1 м до десятков и сотен метров.

Состав и строение спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации наиболее хорошо изучены в Совдозерском железорудном районе. Здесь спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация сложена четырьмя осадочно-вулканогенными пачками метаморфических пород, каждая из которых представляет собой крупный вулканогенно-осадочный ритм.

Ниже приводится литолого-стратиграфическое описание формации этого района (снизу вверх):

В нижней части первой пачки залегают амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы, характеризующиеся своеобразной «шаровой» текстурой, которая заключается в том, что среди мелкозернистой темно-серой амфиболовой основной массы сланцев в виде линзообразных и овально-округлых выделений резко обособляются эпидотовые, эпидото-кварцевые и эпидото-полевошпатовые выделения размером 10—25 см в диаметре. Эти обособления составляют 10—60% объема породы и представляют собой, видимо, развальцованные эпидотовые выделения подушечных лав. Видимая мощность — 18—20 м.

Выше по разрезу залегают слоистые амфиболовые сланцы, представляющие собой чередование темно-серых прослоев существенно амфиболового состава с более светлыми прослоями, обогащенными полевым шпатом или эпидотом. В генетическом отношении эти сланцы, вероятно, метаморфизованные слоистые туфы основных лав. Мощность — 1 м.

Слоистые сланцы сменяются эпидото-амфиболовыми сланцами с миндалевидной текстурой, обусловленной мелкими кварцево-эпидотовыми и эпидотовыми выделениями эллипсоидальной формы. Характерно, что в нижней части пласта, в зоне мощностью 0,5 м эпидотовые обособления имеют размеры 3×0,5 см. В верхней части размеры эпидотовых обособлений увеличиваются до 10×40 см в поперечнике, имеют линзовидную или эллипсоидальную формы и вытянуты согласно сланцеватости породы. Мощность — 1,5 м.

Выше по разрезу залегают мелкозернистые амфиболовые сланцы, участками сильно эпидотизированные. Мощность — 4 м.

Эти сланцы сменяются мелко- и среднезернистыми эпидото-амфиболовыми сланцами, характеризующимися многочисленными округлыми и линзовидными эпидотовыми и кварцево-эпидотовыми обособлениями среди полевошпато-амфиболовой и амфиболовой основной массы породы. По составу и текстурным особенностям эти породы аналогичны амфиболовым сланцам с «шаровой» текстурой и, вероятно, представляют собой метаморфизованные подушечные лавы. Мощность — 2,5 м.

Выше наблюдается чередование тонкослоистых амфиболовых сланцев с эпидотовыми разностями амфиболовых сланцев. Разрез этой части пачки имеет следующее строение.

Мелко- и среднезернистые тонкополосчатые амфиболовые и полевошпато-амфиболовые сланцы. Полосчатость в породах обусловлена частым чередованием полос существенно амфиболового и полевошпато-амфиболового и эпидотового состава. Мощность чередующихся полос изменяется от 0,1 до 2 см.

Рассматриваемые породы, вероятно, произошли в результате метаморфизма слоистых туфов основного состава. Мощность — 10 м.

Амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с «пятнистой» текстурой. Мощность — 5 м.

Существенно амфиболовые мелкозернистые сланцы с тонкослоистой текстурой, обусловленной чередованием прослоев мощностью 0,5—5 см, различающихся темно-серой и более светлой окраской. Мощность — 13 м.

Стратиграфически выше залегает мощный пласт амфиболо-эпидотовых и эпидото-амфиболовых сланцев с «пятнистой» текстурой, которая образована многочисленными (до 30% объема породы) округлыми и линзовидными обособлениями эпидотового, кварцево-эпидотового и эпидото-полевошпато-амфиболового состава, размером от 3×1 до 50×8 см. Эти обособления располагаются согласно сланцеватости породы и представляют собой, видимо, эпидотовые выделения подушечных лав. Мощность — 25 м.

Среднезернистые до крупнозернистых темно-серые полевошпато-амфиболовые сланцы. Мощность — 3,5 м.

Тонкослоистые мелко- и среднезернистые существенно амфиболовые сланцы. Слоистость в породах образована чередованием прослоев мощностью 0,5—5 см, более или менее обогащенных амфиболом. Изредка наблюдаются прослои мощностью до 5 см, сложенные амфиболо-хлоритовыми сланцами. Судя по составу и слоистой текстуре, можно предполагать, что рассматриваемые породы представляют собой метаморфизованные слоистые туфы основных лав. Мощность — 8 м.

Мелкозернистые светло-серые массивные породы биотито-кварц-полевошпатового состава типа лептитов. Мощность — 0,5 м.

Тонкослоистые амфиболовые сланцы, образовавшиеся по туфам основных эффузивов. Слоистость в породах образована частым чередованием темно-серых существенно амфиболовых прослоев с более светлыми прослоями, обогащенными полевым шпатом. Мощность прослоев изменяется от 0,5 до 5 см. Мощность — 35 м.

Пластовое тело интрузивных крупнозернистых полевошпатовых амфиболитов. В краевых частях амфиболиты становятся мелко- и среднезернистыми. Мощность — 20—25 м.

Выше по разрезу залегают мелкозернистые гнейсовидные биотито-полевошпатовые породы серого цвета, характеризующиеся слабо выраженной тонкослоистой текстурой, которая обусловлена концентрацией биотита в тонкие нитевидные полоски. По составу эти породы сходны с лептитовыми гнейсами. Мощность — 3 м.

Чередующиеся мелко- и среднезернистые амфиболовые и полевошпато-амфиболовые сланцы, образовавшиеся, видимо, за счет эффузивных основных пород. Мощность — 10 м.

Верхняя часть разреза первой рудно-сланцевой пачки имеет следующее строение.

Мусковито-биотитовые тонкополосчатые лептитовые гнейсы, содержащие редкие ксенолиты мелкозернистых амфиболовых сланцев размером до 25 см в диаметре. Мощность — 2,5 м.

Тонкозернистые, тонкосланцеватые хлорито-амфиболовые сланцы темно-серо-зеленого цвета. Мощность — 1,4 м.

Серые тонкозернистые и тонкослоистые лептитовые гнейсы. Мощность — 0,9 м.

Светло-серые тонкосланцеватые мусковито-кварцевые и кварцево-мусковитовые сланцы, которые по простиранию в юго-западном направлении от рассматриваемого разреза переходят в графитистые мусковито-кварцевые сланцы с вкрапленностью сульфидов и прослоями магнетита, а затем замещаются графитистыми сланцами и магнетитовыми кварцитами, переслаивающимися с прослоями хлорито-амфиболового состава. Средняя мощность железистых кварцитов, графитистых и кварцево-мусковитовых сланцев составляет около 6 м.

Этими породами завершается разрез первой пачки нижней толщи.

В рассмотренном литолого-стратиграфическом разрезе общая мощность пород — 170 м.

Истинная мощность пород, вероятно, превышает 200 м, т. к. самые нижние горизонты этой пачки неизвестны.

Вторая пачка залегает стратиграфически выше и имеет следующее строение:

Нижняя ее часть сложена эпидото-амфиболовыми и амфиболо-эпидотовыми сланцами с «шаровой» текстурой, образованной многочисленными кварцево-эпидотовыми и эпидотовыми обособлениями размером 5—25 см в диаметре, располагающимися среди мелкозернистых амфиболовых и полевошпато-амфиболовых сланцев с реликтами офитовой структуры. Мощность их составляет 20—40 м.

Выше залегают средние и мелкозернистые амфиболовые сланцы, без всякой закономерности переходящие друг в друга. Местами в них сохраняются реликты магматических структур (офитовая). По химизму эти породы близки к диабазам, что позволяет рассматривать их как метаморфизованные основные эффузивные породы типа диабазов. Мощность амфиболовых сланцев — 50—120 м.

Верхняя часть второй рудно-сланцевой пачки сложена графитистыми сульфидсодержащими кварцево-биотитовыми сланцами, включающими прослои магнетитовых кварцитов. Местами графитистые сланцы чередуются с прослоями амфиболовых и хлорито-амфиболовых сланцев. Мощность изменяется от 0,5 до 5 м.

Общая мощность пород второй рудно-сланцевой пачки составляет 90—120 м.

Третья пачка в нижней части сложена эпидото-амфиболовыми сланцами с хорошо выраженной «шаровой» текстурой. Видимая мощность эпидото-амфиболовых сланцев — 10—12 м.

Верхняя часть третьей рудосланцевой пачки фиксируется протяженной магнитной аномалией, расположенной в 50 м западнее обнажений с амфиболо-эпидотовыми сланцами. Судя по напряженности магнитного поля, эта магнитная аномалия вызвана мало-мощными залежами магнетитовых кварцитов.

Таким образом, третья рудно-сланцевая пачка по составу аналогична ранее рассмотренным. Она состоит в нижней и средней частях из амфиболовых и эпидото-амфиболовых сланцев, а в верхней — из железистых кварцитов. Общая мощность пород пачки изменяется от 25 до 50 м.

Стратиграфически выше залегает четвертая пачка, породы которой, так же как и третьей пачки, плохо обнажены. Известны строение и состав лишь нижней и верхней частей этой пачки.

Нижняя часть четвертой пачки сложена полевошпато-амфиболовыми и существенно амфиболовыми мелко- и среднезернистыми сланцами, иногда с реликтами оцитов структуры. Мощность — 50—55 м.

Выше залегают эпидото-амфиболовые и амфиболо-эпидотовые с «шаровой» текстурой сланцы, мощность которых составляет 6 м. Эти породы сменяются тонкослоистыми амфиболовыми сланцами, слоистость которых обусловлена чередованием полос мощностью 0,5—5 см существенно амфиболового состава, иногда с хлоритом, с прослоями, обогащенными полевым шпатом. Эти сланцы, как и ранее рассмотренные аналогичные сланцы первой пачки, представляют собой метаморфизованные слоистые туфы основного состава. Видимая мощность пород — 7 м.

Далее на запад, через перерыв шириной в 120 м, располагается магнитная аномальная зона, протягивающаяся в меридиональном направлении до оз. Совдозера и по его средней части. Породы этой аномалии представляют собой верхнюю часть четвертой рудно-сланцевой пачки и разбурены скв. № 13.

По данным А. М. Шагановой, разрез этой части нижней толщи имеет следующее строение (снизу вверх).

Амфиболовые сланцы с плагиоклазом и маломощными прослоями существенно амфиболового состава. Мощность не менее 25 м.

Биотито-хлоритовые сланцы с эпидотом, содержащие прослои биотито-гранатового состава. Мощность — 5 м.

Биотито-хлоритовые сланцы с многочисленными маломощными прослоями (0,5—3 см) магнетитовых кварцитов. Мощность — 11 м.

Тонкослоистые биотито-хлорито-серпичитовые сланцы с прослоями биотито-серпичитовых и графитистых хлорито-биотитовых сланцев. Мощность — 51 м.

Метагаббро-диабазы видимой мощностью 3 м.

Мощность пород четвертой рудно-сланцевой пачки составляет 250—270 м.

Общая мощность спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации — 600—700 м.

Литологический состав и строение убедительно свидетельствуют о том, что в этой формации железистые кварциты тесно ассоциируют с вулканическими породами основного состава, среди которых различаются метаморфизованные лавы и туфы.

Характерно, что железистые кварциты и сопровождающие их сланцы (мусковито-кварцевые, графитистые, амфиболо-хлоритовые) имеют незначительное распространение и наблюдаются в виде маломощных (0,5—6 м) протяженных стратиграфических горизонтов. И только в верхней части формации (четвертая пачка) мощность их возрастает до 60 м.

Другая интересная особенность формации этого района — крупноритмичное строение, обусловленное четырехкратным повторением в ее разрезе закономерно построенных пачек пород. Каждая ритмично построенная пачка в нижней своей части состоит из метаморфизованных вулканитов основного состава; верхние части пачек сложены железистыми кварцитами и парасланцами (графитистыми кварцево-мусковитовыми, кварцево-серпичитовыми, хлоритовыми и др.). Иногда совместно с железистыми кварцитами в составе верхних частей ритмов появляются тонкослоистые лептиты, образовавшиеся за счет кислых туфов и лав.

Каждая ритмично построенная пачка может рассматриваться как элементарная парагенетическая ассоциация пород, формирование которой начиналось с излияния лав основного состава и выбросов пирокластического материала и завершалось накоплением железисто-кремнистых

и терригенных осадков. Широкое распространение в составе этой парагенетической ассоциации пород метаморфизованных вулканитов основного состава, среди которых большое место занимают спилиты, позволяет отнести ее к железисто-кремнисто-диабазо-спилитовому типу.

В усредненном виде строение железисто-кремнисто-диабазо-спилитовой элементарной парагенетической ассоциации пород Совдозерского района может быть представлено следующим рядом пород, сменяющих друг друга в разрезе: эпидото-амфиболовые сланцы с «шаровой» текстурой (спилитовые лавы) → тонкослоистые амфиболовые сланцы (туфы) → плагио-амфиболовые и амфиболовые сланцы (диабазы) → кварцево-мусковитовые сланцы (песчано-глинистые осадки) → графитистые кварцево-биотитовые сланцы с сульфидами (песчано-глинистые осадки, обогащенные углеродистым веществом и сульфидами) → железистые кварциты (железисто-кремнистые хемогенные осадки).

В Маньгинском железорудном районе строение спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации принципиально не меняется. Здесь наблюдается многократное чередование ритмично построенных пачек пород, в которых широко развиты вулканиты основного состава, чередующиеся с железистыми кварцитами и графитистыми сланцами.

По составу и строению на Маньгинском месторождении выделяются две разновидности железисто-кремнистой диабазо-спилитовой ассоциации пород, строение которых может быть представлено следующими схемами:

Амфиболиты по диабазам → амфиболовые туфогенные сланцы → амфиболо-хлоритовые порфиробластические сланцы → кварцево-хлоритовые графитистые сланцы → роговообманково-грюнеритовые и магнетито-роговообманковые сланцы. Вторая разновидность парагенетической ассоциации пород отличается от первой отсутствием в средней части ритмов амфиболо-хлоритовых порфиробластических сланцев (глиноземисто-железистые породы). Мощность ритмично построенных пластов пород изменяется от 1 до 17 м.

ГЛАВА V. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЛЕПТИТО-ПОРФИРОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Лептито-порфировая железисто-кремнистая формация располагается стратиграфически выше рассмотренных сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций, сменяя их во времени.

Нижняя граница этой формации совпадает с нижней стратиграфической границей межезерской свиты в Костомукшском и Гимольском районах и нижней границей верхней толщи Большезерского, Совдозерского и Маньгинского железорудных районов. Таким образом, по объему лептито-порфировая железисто-кремнистая формация соответствует отложениям второго седиментационного цикла гимольской серии.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

В строении лептито-порфировой железисто-кремнистой формации принимают участие в основном породы алюмосиликатного изохимического ряда, представленные в различной степени метаморфизованными кислыми вулканитами (лептитовые гнейсы, порфиroidы, кварцево-биотитовые туфосланцы и др.). Незначительное развитие в рассматриваемой формации имеют породы железисто-кремнистого изохимического ряда, а также породы ортоотряда глиноземистого кальциево-магнезиального изохимического ряда, представленные различными талько-хлоритовыми, хлорито-актинолитовыми и биотито-карбонатными сланцами. Эти сланцы, образующие пласты и прослои мощностью 25—30 м в отложениях кадиозерской свиты, по минералогическому составу, текстуре и химизму не отличаются от аналогичных пород, входящих в состав сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации (стр. 49).

Алюмосиликатные породы

Среди алюмосиликатных пород, принимающих участие в строении лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, выделяются:

А. Метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы:

1. Геллефлинты, порфириоиды и связанные с ними кварцево-серицитовые сланцы.

2. Кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы.

3. Лептитовые гнейсы.

Б. Метаморфизованные осадочные породы:

1. Графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами.

А. Метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные алюмосиликатные породы приурочены главным образом к верхним частям разреза гимольской серии. Они слагают целиком межезерскую и частично кадиозерскую свиты, где тесно ассоциируются с железистыми кварцитами, различными гнейсами и сланцами.

Геллефлинты, порфириоиды и связанные с ними кварцево-серицитовые сланцы

Под геллефлинтами и порфириоидами рассматриваются кислые эффузивные породы кварц-полевошпатового состава, плотные, массивные или слабосланцеватые (геллефлинты¹), а также породы того же состава, но с отчетливой порфировой текстурой (порфириоиды).

Среди вулканитов гимольской серии геллефлинты и порфириоиды являются наиболее широко распространенной группой пород. Они наблюдаются в виде эффузивных пластов мощностью от 3 до 300 м, чередующихся иногда с кварцево-биотитовыми туфосланцами, вулканическими брекчиями, реже — с железистыми кварцитами, и приурочены к отложениям межезерской свиты.

Геллефлинты представляют собой тонкозернистые кварцитовидные породы светло-серого и серого, реже темно-серого цвета с массивной или слацеватой текстурой. Массивные разности часто имеют раковистый излом и напоминают роговиковую породу. Иногда (Гимольский район) встречаются тонкополосчатые разновидности геллефлинта, полосчатая текстура которых обусловлена наличием редких тонких полосок (0,1—0,8 см мощностью), обогащенных биотитом, отчасти — графитистым веществом, кварцем или эпидотом.

Микроскопически геллефлинты представляют собой очень тонкозернистую и равномернозернистую породу, состоящую из плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз) и кварца, обычно с преобладанием плагиоклаза. Величина составляющих породу зерен колеблется в пределах 0,02—0,03 мм, редко достигая 0,05 мм. В виде примеси в геллефлинтах могут присутствовать: биотит, мусковит, серицит, карбонат, минералы группы эпидота, реже — графитистая пыль и микроклин, количество которого иногда увеличивается до значения породообразующего минерала. Акцессорные минералы: магнетит, сульфиды, гранат, апатит, сфен, турмалин — встречаются редко и в незначительных количествах. Структура геллефлинта — микрогранобластовая, микролепидогранобластовая (табл. III, 1), нередко с участками бластопорфировой. Текстура — мас-

¹ Термин *hällerflinta* употребляется в Швеции для обозначения кислых вулканических пород, которые перекристаллизованы с верхним пределом размера зерен 0,03 мм (Geijer, Magnusson, 1952).

сивная, иногда (в серицитизированных разностях) — слабосланцеватая, а также полосчатая.

Порфиroidы отличаются от геллефлинт только присутствием среды тонкозернистой или слабосланцеватой основной массы серого цвета светлых порфировых вкрапленников полевого шпата (плагноклаза). Основная тонкозернистая масса порфиroidов минералогически аналогична геллефлинтам и состоит из плагноклаза (альбит-олигоклаз), кварца с подчиненным количеством биотита (5—10%), мусковита, карбоната, иногда хлорита.

Для порфиroidов характерна порфировая и бластопорфировая структуры (табл. III, 2, 3) с микрогранобластовой и микролепидогранобластовой структурами промежуточной массы.

Порфировые вкрапленники представлены плагноклазом и в незначительном количестве кварцем. Содержание вкрапленников в породе обычно колеблется от 10—15 до 25—30%.

В большинстве случаев вкрапленники плагноклаза (3—26% An) имеют неотчетливые, расплывчатые контуры, изометричную, таблитчатую или угловатую форму с зазубренными краями размером 0,2—0,8 мм в поперечнике; двойниковая структура в них наблюдается редко и выражена неотчетливо (табл. III, 2). Они обычно катаклазированы и изменены более поздними процессами. Реже вкрапленники представлены зернами таблитчатого и удлиненно-призматического габитуса (размером 0,2—2 мм в поперечнике) с отчетливой двойниковой структурой (табл. III, 3).

Вкрапленники кварца составляют 5 до 20% от общего количества вкрапленников породы. Они имеют удлиненно-линзовидную, угловатую, ромбовидную форму и обычно состоят из нескольких зерен размером 0,5—2,5 мм в поперечнике. Реже они представлены отдельными зернами кварца эллипсоидальной формы.

Серицитизированные разности геллефлинт и порфиroidов нередко изменены до стадии кварцево-серицитовых сланцев. Они образуют небольшие зоны мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Макроскопически — это тонкозернистые сланцеватые породы светло-желтого и светлого зеленовато-серого цвета. Содержание мусковита (серицита) в них увеличивается с 15—20 до 30—35% объема породы. Мусковит (серицит) или равномерно распределяется в породе, или концентрируется в полоски мусковитового, кварцево-мусковитового или полевошпато-мусковитового состава и образуется за счет замещения плагноклаза и биотита. Структура породы — лепидогранобластовая, гранолепидобластовая. Текстура — сланцеватая и тонкополосчатая. Минералогический состав: кварц, серицит (мусковит); в серицитизированных разностях геллефлинт и порфиroidов — плагноклаз, кварц, серицит. Второстепенные минералы те же, что в геллефлинтах и порфиroidах.

Кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы

Среди кварцево-биотитовых туфосланцев выделяются следующие петрографические разновидности:

- кварцитовидные биотито-кварцевые туфосланцы;
- кварцево-биотитовые туфосланцы;
- филлитовидные кварцево-биотитовые туфогенные сланцы;
- порфиروبластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы.

Наиболее распространены первые три разновидности, которые встречаются исключительно в зонах эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Характерной особенностью туфосланцев является их слоистый характер. Слоистость обусловлена наличием среди серых сланцеватых пород биотито-кварцевого и кварцево-биотитового состава более темных прослоев, обогащенных биотитом, реже — графитистым веществом мощностью 5—20 см; темно-зеленых прослоев амфиболового и гранато-амфиболового состава мощностью 6—30 см. В отдельных районах для туфосланцев характерна слоистость типа «graded bedding» (сортированная слоистость), среди которой выделяются в основном 3 типа ритмов (рис. 34).

В первом типе ритмичность имеет двучленное строение. Нижние элементы сложены мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами светло-серого цвета, обычно преобладающими по мощности (10—45 см); верхние — тонкозернистыми филлитовидными кварцево-биотитовыми сланцами темно-серого цвета, образующими прослой 2—15 см мощности. Мощность отдельных ритмов — 12—65 см.

Во втором типе ритмов нижние элементы, как и в первом типе, сложены мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами (мощностью от 2 до 40—80 см). В направлении вверх по ритму сланцы постепенно обогащаются биотитом и переходят в кварцево-биотитовые более слюдистые разности, в которых появляются зерна красного граната. Мощность верхних частей ритмов составляет 0,3—15 см. Мощность ритмов колеблется в пределах от 2—10 см (тонкоритмичные сланцы, табл. IV, 1) до 60—95 см.

Третий тип ритмичной слоистости имеет трехчленное строение. Нижние элементы ритмов сложены мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами (мощность прослоев 1—30—40 см); средние — более слюдистыми кварцево-биотитовыми сланцами (0,5—20 см мощностью) и верхние — среднезернистыми амфиболо-гранатовыми сланцами мощностью от 0,5 до 10—15 см. В верхних амфиболовых частях ритмов часто появляются тонкие (0,2—0,5 см) прослойки кварцево-магнетитового и магнетитового состава. Мощность отдельных ритмов составляет 5—75 см.

Между описанными типами ритмичной слоистости часто наблюдаются взаимопереходы; иногда один из членов ритма выпадает, и ритмы переходят из трехчленных в двучленные.

Наряду с описанной ритмичностью наблюдается более крупная ритмичность с мощностью отдельных ритмов от 30 см до 4,5 м. В таких ритмах обычно верхний элемент сложен амфиболо-гранатовыми сланцами с прослоями магнетита. Мощность верхних частей ритмов в этих случаях одинакова с нижними или несколько превышает их (от 15 см до 3,5 м). Нижние части ритмов имеют мощность, изменяющуюся от 2—15 см до 0,7—1,2 м.

Кварцитовидные биотито-кварцевые туфосланцы представляют собой мелкозернистые кварцитовидного облика слабосланцеватые или сланцеватые породы светло-серого и серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком (ввиду присутствия в основной массе сланцев роговой обманки или хлорита). В ритмичнослоистых пачках они слагают обычно нижние более грубозернистые части ритмов. При микроскопическом исследовании среди кварцитовидных биотито-кварцевых сланцев выделяются следующие петрографические разновидности:

а) биотито-кварцевые туфосланцы с лепидогранобластовой структурой (табл. III, 4), среди которых нередко встречаются сланцы с реликтами псаммитовой структуры (последняя особенно характерна для сланцев Гимольского района);

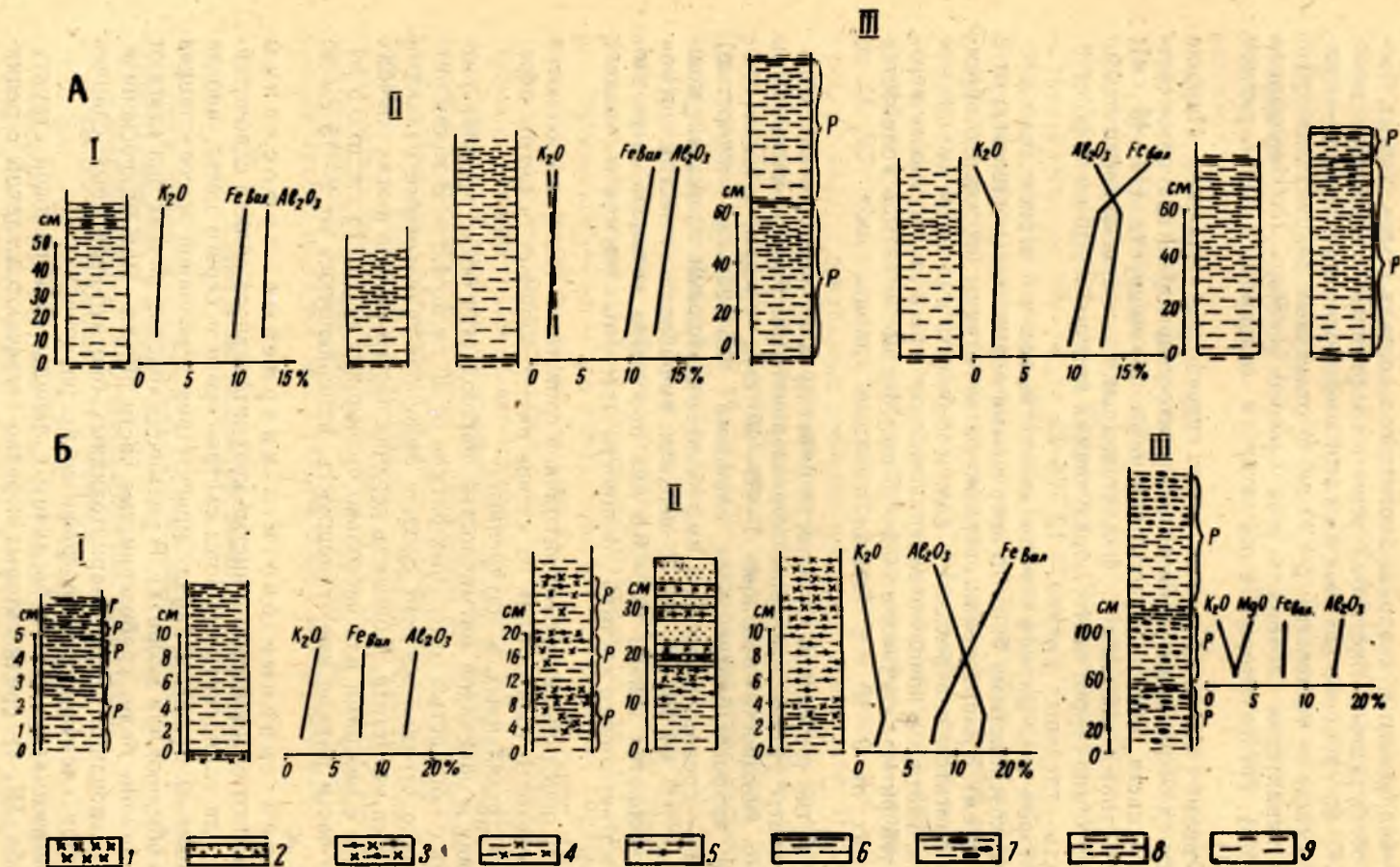


Рис. 34. Типы ритмичной слоистости в туфогенных сланцах Костомукшского (А) и Гимольского (Б) железорудных месторождений и характер распределения в них некоторых химических компонентов:

1 — амфиболо-гранатовые сланцы и гранититы; 2 — кварцевые прослои; 3 — гранато-амфиболовые сланцы; 4 — гранато-биотитовые сланцы; 5 — амфиболовые сланцы; 6 — кварцево-биотитовые филлитовидные сланцы; 7 — пятнистые кварцево-биотитовые сланцы с хлоритом; 8 — кварцево-биотитовые сланцы; 9 — биотито-кварцевые сланцы.

б) биотито-кварцевые туфосланцы с крупными порфиробластами зеленой роговой обманки. Структура породы — порфиробластовая с микролепидогранобластовой структурой основной массы;

в) роговообманково-биотито-кварцевые и биотито-роговообманково-кварцевые сланцы с лепидонематогранобластовой структурой. Среди этих сланцев наблюдаются полевошпатовые разности с содержанием полевого шпата (плагиоклаза) от 7 до 15—20% объема породы. Две последние разности сланцев встречаются сравнительно редко (Костомукшский район).

Главными породообразующими минералами биотито-кварцевых сланцев являются кварц (от 40 до 65—70% объема породы) и биотит (от 10—20 до 30—35%), а в некоторых разностях сланцев — полевой шпат, роговая обманка. В небольших количествах могут присутствовать плагиоклаз, карбонат, мусковит, серицит, хлорит, гранат, рудные минералы, турмалин. Величина составляющих породу зерен (кварца и плагиоклаза) колеблется в пределах 0,02—0,2 мм в поперечнике.

Плагиоклаз, присутствующий почти повсеместно в количестве от 5 до 20% объема породы, относится к олигоклаз-андезину (27—33% An) и реже — к альбит-олигоклазу (11% An).

Роговая обманка, образующая порфиробласты, относится к обыкновенной роговой обманке и характеризуется следующими константами: $c:Ng=12^\circ$; $2V=-72-74^\circ$, $Ng-Np=0,023-0,024$.

Кварцево-биотитовые туфосланцы слагают средние и верхние, более слюдистые элементы ритмов (рис. 34).

Макроскопически по минералогическому составу эти сланцы сходны с вышеописанными биотито-кварцевыми сланцами и отличаются от них большим содержанием биотита (40—70% объема породы) и соответственно — меньшим содержанием кварца. Структура породы — гранолепидобластовая, иногда с реликтами псаммитовой.

Вторичные и акцессорные представлены теми же минералами, что и в кварцитовидных биотито-кварцевых сланцах, в отличие от которых здесь появляются грюнерит с сине-зеленой роговой обманкой и графитистое вещество (в тонкораспыленном виде). Плагиоклаз кварцево-биотитовых сланцев, присутствующий в подчиненном количестве, также определен как альбит-олигоклаз № 10 (Костомукшский район) и олигоклаз-андезин № 33 (Гимольский район).

Филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы слагают верхние элементы туфогенных ритмов (рис. 34) или образуют прослой мощностью 5—30 см, редко до 3 м.

Макроскопически филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы отличаются от описанных выше разностей более тонкозернистым сложением и представляют собой тонкосланцеватые темно-серые до черного цвета породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Филлитовидные сланцы сложены в основном биотитом (50—60%) и кварцем (40—50%), зерна которого обычно сильно удлинены в направлении сланцеватости породы и имеют размеры 0,02—0,05 мм в поперечнике. Из второстепенных и акцессорных минералов присутствуют плагиоклаз, иногда порфиробласты роговой обманки, эпидот, хлорит, серицит, гранат, графит, мелкие кристаллики турмалина. Из рудных минералов преобладают сульфиды.

Структура гранолепидобластовая и микрогранолепидобластовая; текстура — сланцеватая, неотчетливая микрослоистая, обусловленная чередованием прослоев с различной концентрацией биотита мощностью до 5—7 мм.

Порфиробластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы

Порфиробластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы в гимольской серии имеют незначительное распространение и обычно наблюдаются в зонах амфиболитовой фации метаморфизма. По составу основной ткани порфиробластические сланцы — кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые, нередко с отчетливо выраженной ритмичной слоистостью, и не отличаются от описанных выше туфосланцев.

Порфиробласты представлены мелкими зернами коричневого ставролита, реже — красного граната, еще реже — андалузитом и крупными пятнистыми образованиями белого и серовато-зеленого цвета. Эти «пятнистые» обособления наиболее распространены среди порфиробласт и приурочены обычно к более слюдястым (верхним) частям ритмов (табл. IV, 2а). Форма их разнообразна: неправильные пятна 1—2 см в поперечнике, а также линзовидные обособления, в различной степени удлиненные в направлении сланцеватости породы (табл. IV, 2б). Светлые «пятнистые» обособления выполнены мелкозернистым агрегатом кварцево-серицитового состава, среди которого нередко наблюдались реликты зерен ставролита. Темные, серовато-зеленые, «пятнистые» выделения удлиненной формы (размеры их колеблются в пределах 0,2—0,5 см в поперечнике, 0,5—2 см в длину) характерны для туфосланцев Гимольского района. Содержание их в сланцах различно и колеблется от 5—10 до 70—80% объема породы, увеличиваясь по направлению к верхним частям ритма (рис. 34, Б). Эти зеленые «пятна» имеют мусковито-хлоритовый, серицито-хлоритовый или хлоритовый состав с подчиненным содержанием кварца и плагиоклаза (альбит-олигоклаз, олигоклаз).

Судя по форме, характеру развития «пятнистых» обособлений и минеральному составу выполняющего их агрегата, можно предположить, что они образовались в результате замещения глиноземистых минералов (ставролита, кордиерита или андалузита).

Биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы

Биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы, встречающиеся в зонах амфиболитовой фации метаморфизма, являются метаморфическими эквивалентами кварцево-биотитовых туфосланцев. Среди этих гнейсо-сланцев выделяются «пятнистые» разности, представляющие собой метаморфические аналоги «пятнистых» туфосланцев.

Макроскопически биотито-полевошпато-кварцевые и полевошпато-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы — это средне- до мелкозернистых породы светло-серого и зеленовато-серого цвета, обычно со слоистой текстурой. Они состоят из кварца (40—60%), биотита (5—20, изредка до 30—35%), плагиоклаза (10—35%). Второстепенные и вторичные минералы представлены гранатом, микроклином, эпидотом, мусковитом, хлоритом, серицитом; рудные и акцессорные — сульфидами, гранатом, редкими зернами апатита и турмалина. Плагиоклаз гнейсо-сланцев изменяет свой состав от олигоклаза до олигоклаз-андезина и андезина, часто имеет зональный характер с более кислыми (альбит, альбит-олигоклаз) зонами. Структура породы лепидо-гранобластовая, гранолепидобластовая, изредка реликтовая бластопсаммитовая (табл. III, 5).

Характерная особенность гнейсо-сланцев — их слоистый характер. Слоистость обычная и ритмичная (представленная 2—3-х членными ритмами) аналогична вышеописанной слоистости туфогенных кварцево-биотитовых сланцев.

«Пятнистые» разности биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев имеют незначительное распространение. Они образуют прослои до 1,5—4 м мощностью, залегающие среди биотито-полевошпато-кварцевых гнейсо-сланцев, и приурочены к верхним частям ритмов. От описанных выше гнейсо-сланцев «пятнистые» разности отличаются лишь присутствием серовато-зеленых обособлений линзовидной и овальной формы, отчетливо выделяющихся на светло-сером фоне породы. Обособления («пятна») ориентированы по сланцеватости (размеры их колеблются от $0,5 \times 15$ до $1,3 \times 4$ см) и выполнены тонкозернистым агрегатом хлорито-кварцево-серицитового и кварцево-серицитового состава.

Лептитовые гнейсы

Под лептитовыми гнейсами понимаются мелкозернистые (с размером зерен 0,05—0,1 мм) слабо огнейсованные породы от светло-серого до серого цвета, преимущественно кварц-полевошпатового (плагиоклазового) состава, содержащие реликтовые порфиновые вкрапленники плагиоклаза и кварца и представляющие собой в большинстве случаев метаморфизованные эффузивы кислого, отчасти — среднего состава.

Лептитовые гнейсы имеют широкое распространение в гимольской серии. Они приурочены главным образом к отложениям межезерской и кадиозерской свит. В районе Костомукшского месторождения лептитовые гнейсы переходят по простиранию в геллефлинты, порфиroidы и в туфосланцы межезерской свиты и являются их метаморфическими эквивалентами.

По текстурным особенностям среди лептитовых гнейсов выделяются следующие разновидности.

1. Плотные тонкозернистые породы серого или темно-серого цвета, массивные или со слабо выраженной сланцеватой текстурой.

2. Мелкозернистые, отчетливо сланцеватые породы серого и темно-серого цвета, напоминающие по своим текстурным особенностям неслоистые туфосланцы.

3. Порфировидные лептитовые гнейсы, представляющие собой мелко-до среднезернистых обычно гнейсовидных пород, на темно-сером фоне которых выделяются светлые порфировидные обособления полевого шпата и (реже) кварца 1—3 мм в поперечнике, имеющие изометричную или удлиненно-линзовидную форму (табл. V, 1).

4. Полосчатые лептитовые гнейсы, полосчатая текстура которых обусловлена наличием среди плотной тонкозернистой слабосланцеватой породы темно-серого цвета (эпидото-биотито-кварц-полевошпатового состава (табл. V, 3а) более слюдистых и более крупнозернистых гнейсовидных прослоев того же состава, мощностью от 2 до 8 см (табл. V, 3б). Эта разновидность лептитовых гнейсов наименее распространена.

5. Лептитовые гнейсы светло-серого цвета с отчетливой или в большинстве случаев неясной полосчатостью. В лептитовых гнейсах с отчетливой полосчатостью (табл. V, 2) последняя обусловлена наличием среди мелкозернистой породы светло-серого, почти белого цвета кварц-полевошпатового состава более темных (серых и темно-серых) кварц-биотито-полевошпатовых прослоев мощностью от 0,3 до 3—5 см. В текстурном отношении, по характеру чередования полос, эти породы имеют большое сходство с ритмичнослоистыми туфосланцами. Нижние элементы ритмов в лептитовых гнейсах представлены обычно светлой кварцево-(цоизито)-полевошпатовой породой, а верхние элементы обогащены биотитом и имеют кварцево-полевошпато-биотитовый состав.

В лептитовых гнейсах этой группы наблюдается чередование прослоев (иногда микропрослоев) с различной концентрацией в них биотита и неясными, расплывчатыми контактами смежных прослоев.

6. Лептитовые гнейсы кварцитовидного облика светло-серого почти белого цвета, имеющие иногда нерезко выраженный полосчатый характер. Они состоят в основном из серицитизированного плагиоклаза (олигоклаз с 13% An) — 65—70%, кварца и незначительного количества слюды.

Породы первых 4-х групп очень сходны между собой. Отличны от них лишь породы 5-й и 6-й групп — лептитовые гнейсы с неотчетливой полосчатостью и кварцитовидные светлоокрашенные лептитовые гнейсы. Большинство лептитовых гнейсов содержат в различных количествах порфиновые и очковые обособления, обычно невидимые макроскопически в образцах. Эти обособления представлены зернами плагиоклаза (часто реликтовыми — табл. V, 4) и скоплениями зерен плагиоклаза, линзовидными и ромбовидными обособлениями кварца (табл. V, 5, 6), реже — зернами и обособлениями микроклина.

Минералогический состав лептитовых гнейсов довольно однообразен. Они состоят из плагиоклаза (преобладает), кварца, биотита (мусковита), эпидота. Размер зерен плагиоклаза и кварца основной массы породы 0,05—0,1 мм. Как второстепенные и вторичные минералы в них могут присутствовать: мусковит, микроклин, карбонат. Акцессорные минералы: турмалин, сфен, апатит — почти повсеместны в лептитовых гнейсах. Структура лептитовых гнейсов (отдельных разновидностей) реликтовая порфировая с микролепидогранобластовой структурой основной массы (табл. V, 4—6), очковая лепидогранобластовая, микро- и лепидогранобластовая. Текстура — сланцеватая, полосчатая и мелкоочковая (табл. V, 1, 2).

В петрографическом отношении среди лептитовых гнейсов выделяются:

1) эпидото-биотитовые лептитовые гнейсы;

2) эпидото-мусковито-биотитовые лептитовые гнейсы и пользующиеся небольшим распространением биотитовые, амфиболо-биотитовые лептитовые гнейсы.

Плагиоклаз — основной породообразующий минерал лептитовых гнейсов, присутствует в количестве от 40 до 70% состава породы. Он наблюдается как в промежуточной массе, так и в виде порфирированных обособлений. Порфирированные обособления присутствуют почти во всех разновидностях этих пород, начиная от единичных реликтовых вкрапленников и увеличиваясь до 20—30% объема породы (табл. V, 4).

Вкрапленники плагиоклаза наблюдаются в виде отдельных зерен (размером 0,3—0,8 мм, редко до 1,5—4 мм), таблитчатых, удлиненно-призматических и изометричных, обычно с закругленными углами, большинство из которых имеет неотчетливые расплывчатые контуры и зазубренные края. Кроме отдельных зерен плагиоклаза, порфирированные выделения в лептитовых гнейсах нередко представлены обособлениями удлиненно-линзовидной (чаще всего), а также округлой или ромбовидной формы размером 0,6—3 мм (до 6 мм) в поперечнике, состоящими из нескольких зерен плагиоклаза. Реже эти обособления имеют плагиоклазо-микроклиновый или микроклин-плагиоклазовый состав и являются наиболее обычными для лептитовых гнейсов с полосчатой текстурой (5-я группа). Состав плагиоклаза порфирированных вкрапленников изменяется от альбит-олигоклаза (с 11% An) до андезина, но преимущественно соответствует олигоклазу и олигоклаз-андезину.

Узкие краевые части зерен нередко окружены светлой каемкой альбита. Иногда в лептитовых гнейсах порфиновые вкрапленники плагиоклаза имеют отчетливо зональное строение с составом центральной части зерна — андезина 40% Ап и краевой части — олигоклаза 26—27% Ап. Плагиоклаз промежуточной массы лептитовых гнейсов имеет тот же состав и также нередко является зональным.

Из вторичных изменений наиболее характерно развитие по плагиоклазу минералов группы эпидота, а также замещение его серицитом, мусковитом и микроклином.

Крупные вкрапленники нередко несут следы катаклаза.

Кварц, как и плагиоклаз, входит в состав мелкозернистой основной массы породы и образует порфировидные обособления. Содержание его в лептитовых гнейсах колеблется в пределах от 10 до 20—25% состава породы. Обособления кварца (более редкие, чем плагиоклаза) чаще наблюдаются в виде линзочек, ромбов, удлинённых в направлении сланцеватости породы и сложенных изометричными зернами кварца различной величины (табл. V, 6).

Эпидот, содержание которого варьирует от 3—5 до 20%, концентрируется совместно с биотитом в нечетко выраженные прерывистые прослойки и скопления.

Содержание коричневого биотита в лептитовых гнейсах невелико и колеблется в пределах 5—15% объема породы. Только в полосчатых лептитовых гнейсах (4-я группа) количество его несколько увеличено и составляет 15—25% объема породы. Биотит замещается эпидотом, мусковитом, редко — светло-зеленым хлоритом и магнетитом (по трещинам спайности).

Мусковит и серицит — наиболее распространены в тонкозернистых и полосчатых разностях лептитовых гнейсов, где содержание мусковита увеличивается от незначительного до 7—8%. Судя по характеру развития, мусковит в лептитовых гнейсах образовался за счет замещения биотита и в меньшей степени — плагиоклаза.

Микроклин присутствует в небольших количествах (5—7%) почти во всех разностях лептитовых гнейсов, но наиболее обычно и часто встречается в порфировидных (3-я группа) и неяснополосчатых светлоокрашенных (5-я группа) лептитовых гнейсах, где содержание его в отдельных микроклинизированных прослоях породы достигает 25—40%. Присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен в основной мелкозернистой массе гнейсов, а также в виде порфировидных обособлений, которые более редки и характерны для неяснополосчатых лептитовых гнейсов (5-я группа). Микроклин порфировых обособлений является вторичным, образовавшимся за счет замещения плагиоклаза.

Для характеристики химизма рассматриваемой группы пород в табл. 19, 21, 23 приведены их химические анализы, пересчитанные по методам Н. Ниггли и А. Н. Заварицкого (табл. 20, 22, 24).

На диаграмме Ниггли (рис. 18) геллефлинты, порфирииды, кварцево-биотитовые туфосланцы и лептитовые гнейсы, за исключением одного (33) анализа кварцево-серицитового сланца района Гимольского месторождения, попадают в поле изверженных пород. При этом хорошо видно, что точки анализов геллефлинта, порфириидов и лептитовых гнейсов сосредоточены главным образом на двух плоскостях тетраэдра (VI—V и VII—IV), а точки анализов кварцево-биотитовых туфосланцев и гнейсо-сланцев группируются на плоскости в основном одного (IX—II) и частично другого (VIII—III) тетраэдра, располагаясь кучно в одном участке поля, близко к границе с полем глинистых осадков.

Последняя особенность распределения анализов на диаграмме, вероятно, свидетельствует о том, что туфогенные разности пород содержат в своем составе примесь глинистого материала. Эта генетическая особенность туфогенных разностей вулканитов гимольской серии подтверждается диаграммой А. Н. Заварицкого (рис. 35), на которой анализы кварцево-биотитовых туфосланцев и гнейсо-сланцев (35—49) тяготеют к нижней более меланократовой части и характеризуются равным соотношением щелочей. На этой диаграмме также отчетливо наблюдается химическое родство геллефлинта и порфириидов (23—34), с одной стороны, и лептитовых гнейсов (50—68), с другой, точки анализов которых сосредоточены в верхней части диаграммы. Из расположения векторов на диаграмме следует, что для геллефлинта, порфириидов и лептитовых

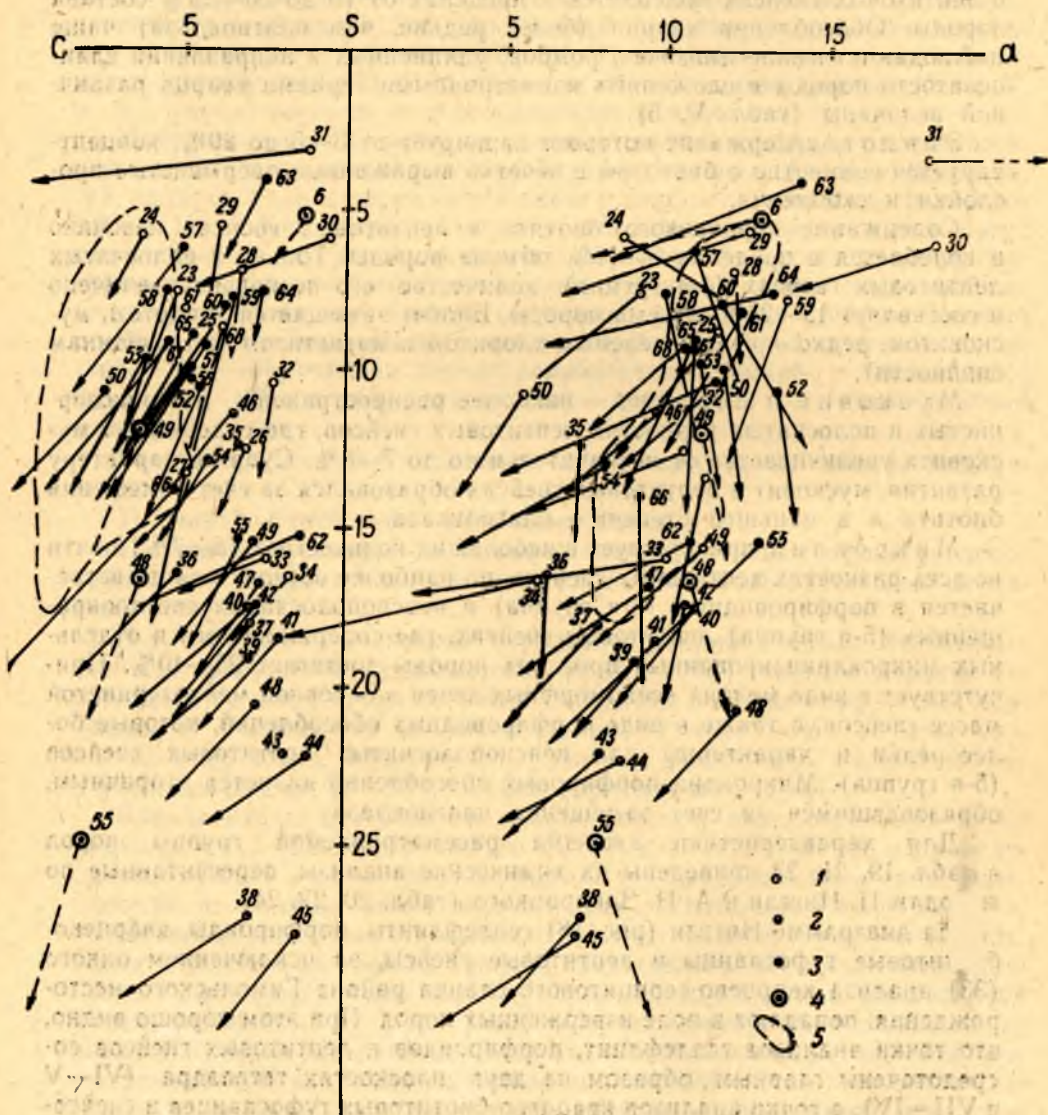


Рис. 35. Диаграмма А. Н. Заварицкого для вулканитов гимольской серии:

1 — геллефлинт и порфирииды; 2 — кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы; 3 — лептитовые гнейсы; 4 — основные типы пород по Дели; 5 — поле фигуративных точек вулкана Безымянного (Камчатка).

гнейсов характерно преобладание Na_2O над K_2O . При сравнении химического состава этих пород с основными типами пород по Дели (рис. 35) устанавливается, что их следует относить к клипарито-дацито-андезитовым разновидностям вулканических пород. Из диаграммы Осборна (рис. 35) видно, что вулканы гимольской серии принадлежат в основном к известняково-щелочной серии и распределяются между линиями районов Осло и Каскейд. При этом лептитовые гнейсы (черные кружки) расположены на диаграмме ниже, чем геллефлинты, порфирииды и туфосланцы. Это отличие химизма лептитовых гнейсов, вероятно, связано с более сильными метаморфическими превращениями, которым они были подвержены.

Эффузивы гимольской серии западной Карелии по химизму имеют своих аналогов в докембрии Балтийского и Украинского кристаллических щитов. Так, порфирииды и геллефлинты по химическому составу близки эффузивным апокератофирам Украинской железисто-кремнистой форма-

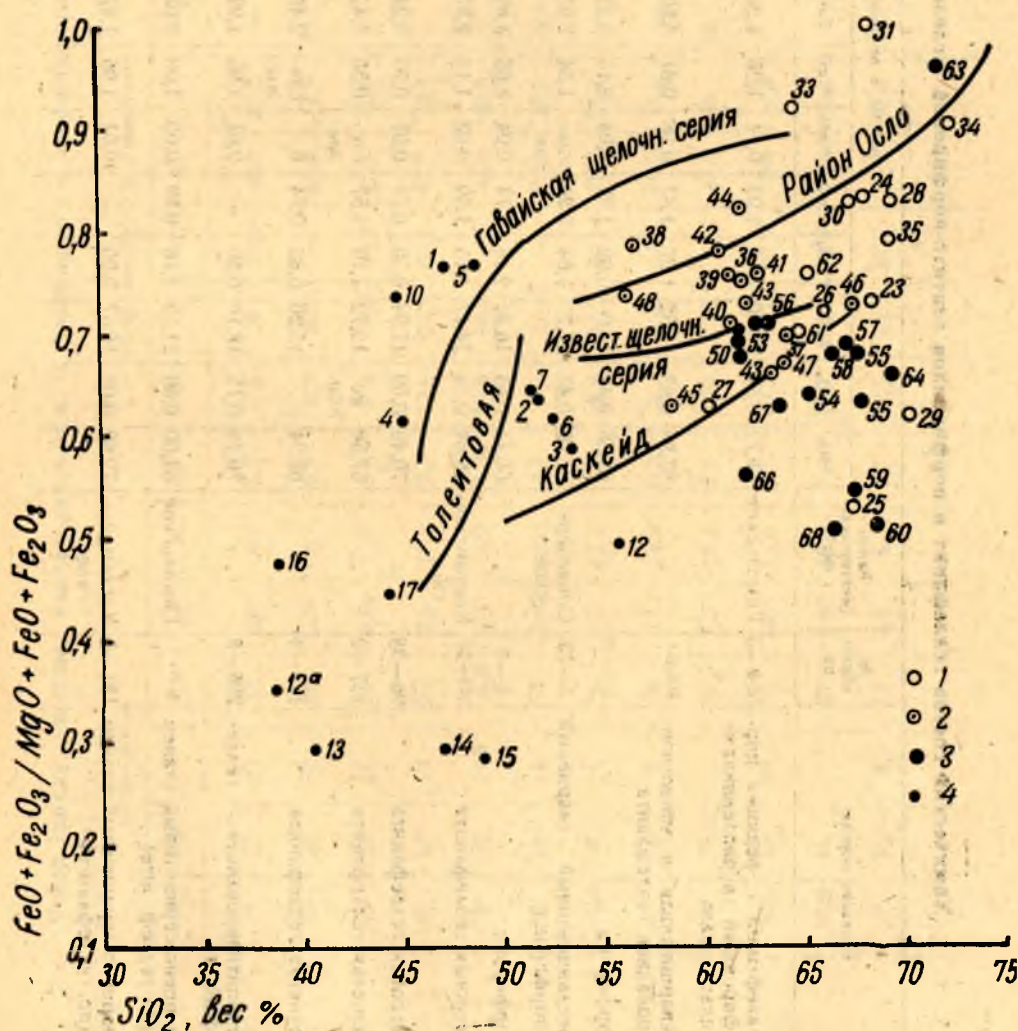


Рис. 36. Диаграмма Осборна изменения отношения $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в зависимости от SiO_2 . Условные обозначения те же, что на рис. 18.

Химический состав геллефлинит и порфиридов лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Название породы	№ образца	Район (месторождение)	Окислы, в весовых %													Аналитик
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	
23	Геллефлинита с редкими порфировыми вкрапленниками плагиоклаза	594—3	Гимольское	68,72	0,54	16,40	1,46	1,93	0,14	1,25	4,26	3,32	1,29	0,33	0,86	100,50	Р. С. Мельянцева
24	Окварцованная и эпидотизированная геллефлинита	596-а-1	"	67,98	0,62	15,52	1,27	1,87	0,18	0,61	6,50	2,86	1,56	0,11	1,83	100,31	"
25	Порфиرويد	к-5—27	"	67,65	0,42	17,0	0,62	1,85	0,04	2,15	3,22	4,64	1,16	0,02	0,89	99,66	"
26	Рассланцованный кварцевый порфиرويد	3—13	Совдозерское	66,08	0,43	17,7	1,64	2,24	следы	1,54	2,55	3,90	1,52	0,06	3,34	100,47	Г. И. Капустина
27	Порфиرويد	3—2	"	60,41	0,53	16,31	2,46	3,74	0,04	3,65	3,89	4,27	1,08	0,08	3,68	100,14	"
28	Натровая геллефлинита	138—11	Костомукшское	69,64	0,14	14,17	4,15	1,49	0,03	1,15	2,87	5,16	0,71	0,06	0,57	100,14	Н. Д. Малькова
29	Натровая геллефлинита	96—38	"	70,49	0,09	17,94	0,50	0,73	0,01	0,75	3,24	5,29	0,81	—	0,43	100,28	"
30	Калиевая геллефлинита	117—2	"	67,50	не обн.	16,72	1,15	1,57	следы	0,55	0,42	3,03	8,34	0,11	0,21	99,60	В. А. Донльнищина
31	Калиевая геллефлинита	117—4	"	68,34	"	15,20	0,83	0,74	0	следы	2,45	0,97	11,01	0,11	0,28	99,93	"
32	Серицитизированная геллефлинита	208—8	"	70,79	0,15	18,10	0,50	—	0,01	1,95	1,93	5,0	0,74	0,03	0,72	99,92	Р. С. Мельянцева
33	Кварцево-серицитовый сланец (по геллефлините)	к-5—9	Гимольское	64,60	0,66	21,19	1,16	0,89	0,03	1,00	2,02	1,80	4,65	0,15	2,11	100,26	"
34	Кварцево-серицитовый сланец (по геллефлините)	181—5	Костомукшское	72,62	0,08	18,67	0,20	—	0,01	1,96	1,47	1,87	1,72	0,07	1,66	100,3	"

Числа Ниггли, числовые характеристики А. Н. Заварицкого и коэффициенты по Н. П. Семененко

№ анализа	Числа Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого										Коэффициенты по Н. П. Семененко			
	al	fm	c	alk	$\frac{c}{fm}$	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$	F	A	M	C
23	42	20	20	18	1,0	9,1	5,2	7,6	78,1	32,1	40,2	27,7	—	32,8	1,75	14,5	51	10	24,5
24	39	15	30	16	2,0	8,7	6,2	5,8	79,3	—	50,3	17,9	31,7	35,0	1,4	13	47	5	35
25	42	22	14	22	0,66	11,7	3,8	8,9	75,6	33,8	25,5	40,6	—	24,0	3,1	11	53	18,5	17,5
26	45	23	12	20	0,5	10,5	3,1	12,6	73,8	52,1	27,7	20,2	—	23,3	3,4	17	55,5	12,5	15
27	33	36	14,5	16,5	0,4	11,2	4,9	13,4	70,5	9,9	43,2	46,8	—	13,7	2,3	21	40	22	17
28	38	29	14	25	0,49	12	3,2	7	77,8	—	70,6	27,0	2,4	28,4	3,8	25	48	10	18
29	48,5	9,5	16	26	1,7	12,5	3,8	5,6	78,1	59	19,2	21,7	—	27,4	3,3	6	65,5	7	21,5
30	46	14	2	38	0,13	18,3	0,5	6	75,2	44,9	40,5	14,6	—	13,3	36,6	14,5	67	15,5	3
31	43	5,5	13	38,5	2,3	18,1	1,1	3,3	77,5	—	43,3	0	56,7	17,7	16,4	9,5	70	9	20,5
32	50	15	10	25	0,64	11,5	2,2	10,5	75,8	67,1	3,6	29,3	—	26,4	5,2	2,5	66,5	18	13
33	55,5	14	9,5	21	0,70	10,3	2,3	15,7	71,6	78,6	10,9	10,5	—	20,4	4,5	9	70,5	8,5	12
34	59	16,5	8,5	16	0,5	6	1,7	16,7	75,6	81	0,7	18,3	—	37,5	3,5	1	70,5	18,5	10

**Химический состав кварцево-биотитовых туфосланцев и гнейсо-сланцев, сульфидсодержащих графитистых сланцев
и гнейсо-сланцев с графитом лептито-порфировой железисто-кремнистой формации**

№ анализа	Название породы	№ образца	Район (месторождение)	Окислы, в весовых %													Аналитик
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	
35	Биотито-кварцевый сланец, грубозернистый	138—6	Костомукшское	69,07	0,54	10,95	1,65	7,35	0,06	2,38	2,82	2,06	2,15	—	1,33	100,36	Н. Д. Малькова
36	Роговообманково-биотито-кварцевый сланец	48—64	"	62,94	0,69	14,28	1,44	7,99	0,14	3,17	4,28	1,76	1,75	0,01	1,60	100,08	"
37	Биотито-кварцевый сланец, мелкозернистый	14—25	Гимольское	64,48	0,54	14,86	1,02	6,91	0,07	3,49	2,47	2,38	2,00	не обн.	2,14	100,36	Г. И. Капустина
38	Кварцево-биотитовый сланец	151—10	Костомукшское	56,87	0,69	14,50	2,94	12,40	0,21	4,28	2,27	1,68	2,73	0,07	1,89	100,53	Н. Д. Малькова
39	Кварцево-биотитовый сланец	151—37	"	61,33	0,69	16,62	1,46	8,70	0,02	3,24	2,45	2,24	2,66	—	1,87	100,48	"
40	Кварцево-биотитовый сланец	14—26	Гимольское	61,51	0,65	16,13	0,96	7,36	0,07	3,32	2,41	2,78	3,40	0,13	1,60	100,32	Г. И. Капустина
41	Филлитовидный кварцево-биотитовый сланец	25—9	Костомукшское	62,96	0,59	14,16	2,32	7,61	0,07	3,14	1,67	2,89	2,51	0,09	1,76	99,77	В. А. Доильницина
42	Филлитовидный кварцево-биотитовый сланец	138—7	"	61,15	0,69	13,19	4,13	8,11	0,07	3,26	2,37	3,17	2,58	0,06	1,53	100,31	Н. Д. Малькова
43	Порфиобластический кварцево-биотитовый сланец (с пятнистыми обособлениями кварцево-серицитового состава, ставролитом и андалузитом)	206—40	"	62,22	0,54	14,83	2,84	7,45	0,04	3,81	1,59	2,68	1,63	0,10	1,94	99,67	"

44	Порфиروبластический кварцево-биотитовый сланец (с пятнистыми обособлениями кварцево-серицитового состава и со ставролитом)	206—46	.	62,03	0,54	16,44	2,26	6,57	0,05	2,88	1,07	2,07	3,08	0,11	2,81	99,91	.
45	„Пятнистый“ кварцево-биотитовый сланец	17—9	Гимольское	58,6	0,68	17,89	0,90	7,49	0,09	4,96	1,25	2,33	1,90	0,06	3,93	100,08	Г. И. Капуста
46	Биотито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец из нижней части ритма	3—36	Тумбареченское	67,64	0,50	15,44	1,06	3,91	0,07	1,87	2,87	2,91	2,44	0,11	1,68	100,48	.
47	Биотито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец из средней части ритма	3—37	.	64,22	0,67	16,87	1,14	4,62	0,07	2,80	2,21	3,05	2,22	0,04	2,26	100,14	.
48	Полевошпато-кварцево-биотитовый гнейсо-сланец	103—47	Межезёрское	56,26	0,81	17,31	1,35	8,71	0,05	3,52	2,26	3,42	3,31	0,25	2,33	99,58	.
49	„Пятнистый“ полевошпато-биотито-кварцевый гнейсо-сланец	3—32	Тумбареченское	63,34	0,73	17,18	0,90	4,84	0,06	2,92	2,41	3,36	2,82	0,12	1,71	100,39	.
84	Графитистый кварцево-биотитовый сланец с сульфидами	196—7	Костомукшское	66,69	0,13	12,19	2,78	6,05	0,09	2,17	2,11	3,88	1,60	0,08	1,67 S = 1,12	100,13	Н. Д. Малькова
86	Графитистый кварцево-биотитовый сланец с сульфидами	13—22	Гимольское	61,60	0,61	19,28	0,93	4,33	0,03	2,56	1,59	2,33	3,28	0,10	3,91	100,55	Г. И. Капуста
87	Графитистый серицитовый сланец с сульфидами	К—4—10	.	62,74	0,55	17,03	5,09	1,66	0,03	2,16	0,86	0,91	2,98	0,69	4,59	100,24	.
90	Биотито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец с графитом	3—24	Тумбареченское	67,72	0,38	11,15	1,33	7,65	0,08	2,59	1,77	1,20	2,48	0,18	2,93	99,86	Т. М. Брагина

Числа Н. Ниггли, числовые характеристики А. Н. Заварицкого и коэффициенты по Н. А. Семенову кварцево-биотитовых туфосланцев и гнейсо-сланцев, сульфидсодержащих графитистых сланцев и гнейсо-сланцев с графитом лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Числа Н. Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого										Коэффициенты по Н. П. Семенову			
	al	fm	c	alk	$\frac{c}{fm}$	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$	F	A	M	C
35	27	46	13	14	0,28	7,3	3,3	12,4	76,9	2,1	66,7	31,2	—	36,0	2,2	36,4	31,7	17,2	14,8
36	30	44	16	10	0,36	6,4	5,2	16,4	72,0	13,2	54,1	32,6	—	26,0	1,2	30,3	33,1	18,4	18,3
37	27	44	10	13	0,23	7,9	2,9	18,1	71,0	29,6	39,0	31,4	—	23,4	2,7	28,1	38,7	22,6	11,6
38	26	52	8	9	0,15	7,4	2,6	27,3	62,7	23,5	51,0	25,5	—	8,0	2,8	41,8	28,5	21,4	8
39	34	49	10	30	0,20	8,4	2,9	21,5	67,2	27,2	46,2	26,6	—	16,0	3,1	33,5	36,6	19,2	10,6
40	33	41	9	17	0,22	10,8	2,9	17,6	68,7	25,7	43,2	31,0	—	12,9	3,7	29,9	39,7	20,1	10,8
41	30	47	7	16	0,15	7,8	1,8	22,4	68	32,5	40,3	27,2	—	18,6	4,3	35,2	35,7	20,3	7,9
42	26	49	8	16	0,16	10,6	2,8	17,5	68,9	5,7	63,3	30,9	—	14,0	3,8	39,7	31,0	19,2	10,1
43	31	50	6	13	0,12	8,0	1,9	22,2	67,9	32,2	40,2	27,6	—	17,9	4,2	33,8	35,5	23,0	7,1
44	37	44	5	15	0,11	8,6	1,2	22,3	67,8	44,6	34,7	20,7	—	17,3	7,2	31,9	43,3	19,3	5,4
45	32	49	4	12	0,08	7,3	1,4	27,9	63,3	44,7	27,0	28,3	—	10,7	5,2	26,5	40,3	28,1	5
46	37	28	13	21	0,43	9,7	3,4	11,4	75,5	32,5	40,2	27,2	—	28,0	2,8	21,2	47,8	14,3	16,5
47	39	35	9	17	0,25	9,5	2,6	16,9	71	42,4	30,7	26,8	—	20,4	3,6	22,1	47,1	19,3	10,7
48	32	43	8	17	0,18	12,2	2,7	20,7	64,3	26,2	45,3	28,5	—	1,6	4,5	31,7	39,1	20	9,1
49	38	34	10	19	0,3	11,1	2,8	15,6	70,5	35,4	33,7	30,8	—	17,0	4,0	21,7	46,5	19,5	11,8
84	29	42	9	20	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36	36	17	11
86	44	32	7	17	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	54	18	8
87	46	38	4	12	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	52	17	5
90	30	50	8	12	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	37	34	20	9

ции (Семененко и др., 1956), а также докембрийским кератофирам из района Илоярви в Финляндии (Simonen, 1952).

Калиевые геллефлинты района Костомукшского месторождения сходны с калиевыми порфирами района Тервакиви Финляндии (Simonen, 1952). Лептитовые гнейсы близки по химизму натровым лептитам Швеции и туфам кератофигов Норвегии (Ofstedahl, 1958). В пределах Карелии аналогами порфиroidов и геллефлинт являются кислые и средние эффузивы парандовской серии районов Хаугаваары, Чалки (Попов, 1968). Кроме того, геллефлинты и порфиroidы гимольской серии по химизму близки молодым (четвертичным) вулканитам Камчатки (Эрлих, 1966). Это родство отчетливо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 35), на которой точки анализов упомянутых пород располагаются в поле фигуративных точек вулкана Безымянного, лавы которого принадлежат коровому вулканизму.

С целью выяснения характера распределения микроэлементов проводилось спектроскопическое (полуколичественное) изучение вышеописанных вулканизов.

В геллефлинтах и порфиroidах устойчивый комплекс элементов-примесей представлен Be, Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Ni, Zr, Sr, Cr и Ba. При этом подавляющее большинство из них содержится в нижекларковых количествах, за исключением Ga и Sr, концентрация которых превышает среднее содержание этих элементов в земной коре в 1,6—1,8 раза.

В кварцево-биотитовых туфосланцах и гнейсо-сланцах, образовавшихся за счет метаморфизма туфовых отложений с примесью песчаного и глинистого материала, присутствует тот же набор микроэлементов, что и в кислых эффузивах гимольской серии.

Для кварцево-биотитовых туфогенных сланцев наиболее характерные микроэлементы — Ga, V, Ni, Sr и Cr, содержание которых достигает кларковых величин. Кроме того, в этих породах несколько увеличивается по сравнению с геллефлинтами и порфиroidами содержание Ti, Cu, Co, Ni и Cr.

Сопоставление содержаний микроэлементов в гнейсо-сланцах, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации, и в туфосланцах, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, показало, что они очень близки и колеблются в пределах точности спектрального метода.

Для лептитовых гнейсов наиболее характерны те же микроэлементы (Ga, V, Sr, Cr), что и для их менее метаморфизованных аналогов — геллефлинт, порфиroidов и кварцево-биотитовых туфосланцев.

Б. Метаморфизованные осадочные породы

Графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами

Графитсодержащие породы, развитые среди отложений лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, представлены следующими петрографическими разностями пород:

1) кварцево-биотитовые, биотито-кварцевые графитистые сланцы и полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом;

2) серицитовые графитистые сланцы;

3) гранатсодержащие графитистые сланцы;

4) «пятнистые» графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с графитом.

Наиболее распространенными являются первые две выделенные разности, которые по структурно-текстурным особенностям, минералогическому и химическому составу аналогичны описанным выше графитсодер-

Химический состав лептитовых гнейсов лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Наименование породы	№ образца	Район (место-рождение)	Окислы, в весовых %													Аналитик
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	
50	Мусковито-биотитовый лептитовый гнейс с редкими линзочками кварца	866	Межезерское	62,07	0,46	16,30	2,60	2,16	0,10	2,23	5,67	3,26	3,00	0,23	2,35	100,43	Р. С. Мельянцева
51	Лептитовый гнейс с линзовидными обособлениями кварца и незначительным содержанием мусковита и биотита	869	"	63,21	0,54	15,81	3,47	2,48	0,10	2,40	4,29	3,62	2,50	0,09	1,68	100,19	В. А. Ахвонен
52	Порфиробластический биотитовый лептитовый гнейс	870	"	61,99	0,62	15,58	3,07	3,04	0,09	2,63	4,18	4,82	0,95	0,19	1,14	100,30	"
53	Биотитовый лептитовый гнейс с турмалином	871	"	62,02	0,61	17,01	2,11	3,32	0,11	2,37	5,35	3,60	2,05	0,11	1,71	100,37	"
54	Порфиробластический биотитовый лептитовый гнейс с обособлениями кварца и плагиоклаза	912	"	65,41	0,44	17,11	1,52	2,14	0,06	2,08	3,55	4,68	2,58	0,21	0,68	100,46	"
55	Порфиробластический биотитовый лептитовый гнейс с порфировидными обособлениями плагиоклаза	913—1	"	68,02	0,62	16,81	1,72	3,76	0,08	3,28	2,78	4,66	2,25	0,17	1,02	100,17	"
56	Тонкозернистый мусковито-биотитовый лептитовый гнейс	528—17	"	62,98	0,75	18,56	1,73	2,59	0,05	1,71	3,98	3,28	3,0	0,22	1,36	100,21	Р. С. Мельянцева

57	Лептитовый гнейс с незначительным содержанием биотита (из нижней части ритма)	3—4	"	66,98	0,35	15,26	1,46	1,20	0,06	1,64	4,81	3,16	2,49	0,12	0,65	100,18	"
58	Биотитовый лептитовый гнейс с сульфидами (из верхней части ритма)	3—2	"	66,61	0,42	15,68	1,53	2,48	0,11	1,96	5,04	3,66	1,25	0,30	1,37	100,41	"
59	Биотитовый лептитовый гнейс (из верхней части ритма)	3—5	"	67,84	0,39	16,91	0,81	1,97	0,06	2,35	2,94	5,37	1,45	0,17	0,63	100,39	"
60	Биотитовый лептитовый гнейс с обособлениями плагиноклаза	3—8	"	68,86	0,38	16,11	0,76	1,64	0,04	2,20	2,99	3,74	2,59	0,20	0,70	100,21	"
61	Лептитовый гнейс	3684	Большезерское	64,55	0,75	16,71	1,05	3,72	0,05	2,08	4,10	4,23	2,03	0,31	0,68	100,22	В. А. Ахво- нен
62	Лептитовый гнейс	2482	"	65,46	0,49	15,26	1,95	4,27	0,07	1,98	1,13	1,90	4,66	0,11	2,61	99,89	В. А. До- ильница
63	Лептитовый гнейс с незначительным содержанием биотита и мусковита	23	Костомукшское	72,41	сле- ды	16,48	0,56	0,57	0,02	0,63	2,25	5,75	1,04	0,06	0,64	100,41	В. А. Ахво- нен
64	Лептитовый гнейс	2272 скв. 129	"	69,64	"	18,42	0,60	0,66	—	0,65	2,08	5,87	0,92	0,18	0,92	99,95	В. А. До- ильница
65	Лептитовый гнейс с мелкими порфировыми вкраплениями плагиноклаза	3—26	Тумбареченское	68,09	0,53	16,54	0,61	2,76	0,04	1,54	3,37	3,63	2,08	0,09	1,09	100,37	Г. И. Ка- пустина
66	Тонкополосчатый биотитовый лептитовый гнейс	964	Совдозерское	62,46	0,36	14,64	2,41	3,79	0,16	4,90	4,36	2,55	2,47	0,19	1,38	99,67	Р. С. Мель- янцева
67	Биотитовый лептитовый гнейс, грубозернистый	1103	"	64,20	0,54	16,06	1,42	3,42	0,06	2,78	4,43	3,72	1,69	0,17	1,01	99,50	Г. И. Ка- пустина
68	Биотитовый лептитовый гнейс	1122	"	66,60	0,34	16,42	0,91	1,86	0,05	2,62	3,65	3,29	2,43	0,14	1,08	99,57	В. А. До- ильница

Числа Н. Ниггли, числовые характеристики А. Н. Заварицкого и коэффициенты по Н. П. Семенову лепитовых гнейсов
лепито-порфировой железисто-кремнистой формации

№ анализа	Числа Н. Ниггли					Коэффициенты А. Н. Заварицкого										Коэффициенты по Н. П. Семенову			
	al	fm	c	alk	$\frac{c}{fm}$	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$	F	A	M	C
50	34,5	25,5	21,8	18,2	0,8	5,5	7,5	10,8	76,1	20,2	42,6	37,1	—	33,8	0,7	16	42	15	27
51	33,9	30,6	16,9	18,6	0,55	11,8	4,8	10,1	73,2	—	54,8	40,4	4,8	18,1	2,0	21	42	16	21
52	33,8	30,3	15,5	20,3	0,5	13,4	4,5	10,7	71,4	—	51,9	41,7	6,4	11,9	2,9	21	43	17	19
53	35,3	27,7	20	17	0,76	11	6,2	9,8	72,9	—	52,1	42,1	5,7	17,7	1,7	18	47	15	25
54	38,5	23,2	14,4	23,8	0,6	8,1	4,3	13	74,5	47,6	25,1	27,2	—	28,6	1,9	14,5	51	15,5	19
55	35,07	33,4	10,6	21	0,31	12,9	3,2	15,4	68,5	33,8	31,7	34,5	—	8	4,0	20	44	22	14
56	41,5	23,7	16	19,7	0,67	11,7	4,8	10,4	73	34,2	38,2	27,6	—	17,9	2,4	16	52	12	20
57	40,12	20,4	23,0	16,3	1,12	10,8	5,0	6,3	67,9	—	38,9	45,5	15,5	19,2	2,1	11	48	13	28
58	36,8	24,4	21,8	17,4	0,8	10	5,5	7,6	76,8	—	48,7	44,1	7,2	28,2	1,8	15	45	14	26
59	39,8	23	12,4	24,7	0,5	13,7	3,5	7,8	75,0	18,8	31,6	49,5	—	18,8	4,1	12	53	18	17
60	40,8	22,5	13,5	22,7	0,61	11,7	3,6	8	76,7	26,6	27,5	45,8	—	26,4	3,2	11	52,5	18,5	18
61	37,1	26,2	16,5	20,1	0,63	12,3	5,0	8,2	74,5	2,5	53,8	43,7	—	19,4	2,5	18	47	14	21
62	33,8	35	5,2	21	0,15	10,7	1,3	15,4	72,6	42,1	36,5	21,4	—	22,5	8,2	28	49	16,5	6,5
63	48	9	12	31	1,3	13,8	2,6	4,2	79,4	54,7	21,9	23,4	—	28,6	5,3	6	70	6,5	17,5
64	50,5	9	11	29,5	1,2	13,2	2,5	7,7	76,6	69	16	15	—	24,3	5,3	7	72	6	15
65	41,9	21,7	15,5	20,8	0,7	10,8	4,8	9	76,3	32,1	39,6	28,3	—	25,3	2,2	15	53	12	20
66	29	42	16	13	0,38	9,2	5,3	14,1	71,4	—	40,5	59,0	0,5	13,1	1,7	20	34	28	18
67	35	30	18	17	0,6	10,8	5,5	9,3	74,4	0,7	48,1	51,1	—	21,7	2,0	18	43	18	21
68	40	25	16	19	0,6	10,6	4,4	9,4	75,5	25,4	27,5	47,1	—	25,5	2,4	11	49	20	20

жащим породам сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации (стр. 61).

Гранатсодержащие графитистые сланцы встречаются в Костомукшском и Гимольском районах. Микроскопически и по минералогическому составу они сходны с кварцево-биотитовыми графитистыми сланцами и отличаются от них только присутствием граната. Гранат образует порфиробластические зерна с правильными кристаллографическими очертаниями 0,7—2 мм в поперечнике среди тонкозернистой кварцево-биотитовой массы с графитом. Структура гранатсодержащих графитистых сланцев порфиробластовая с двориками растяжения вокруг зерен граната и микролепидогранолепидобластовой структурой промежуточной массы (табл. VIII, 3).

«Пятнистые» графитистые сланцы и «пятнистые» полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом имеют незначительное распространение.

«Пятнистые» графитистые сланцы, встречающиеся в Гимольском районе, по минералогическому составу сходны с кварцево-биотитовыми графитистыми сланцами, отличаясь от них лишь присутствием «пятнистых» порфиробластических обособлений линзовидной формы длиной 0,5—2 см. Макроскопически эти обособления довольно отчетливо выделяются на темно-сером фоне породы своей более светлой окраской (табл. VIII, 4). Микроскопически по характеру развития различаются два вида «пят-

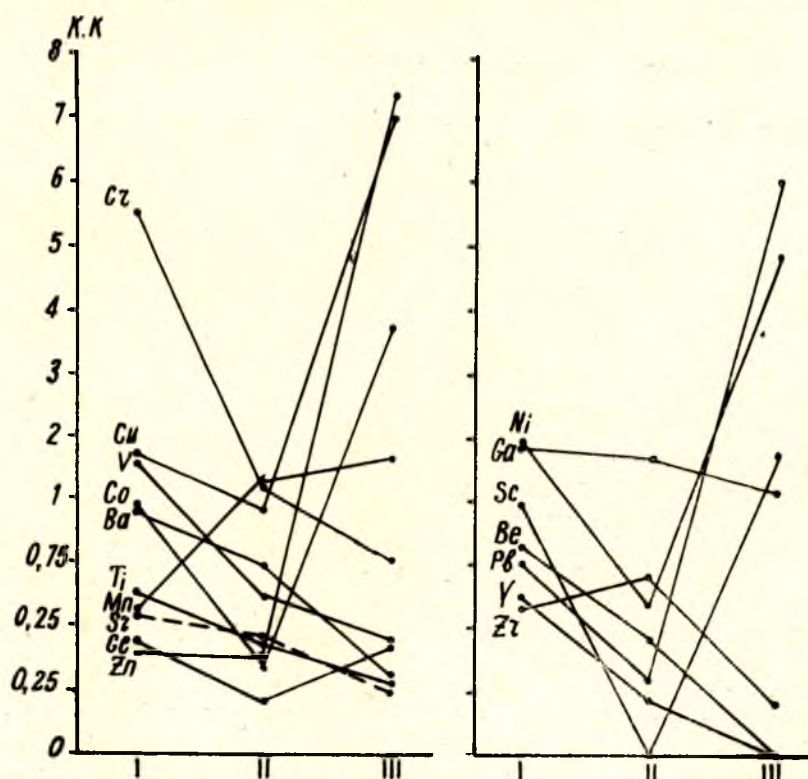


Рис. 37. Сравнительная характеристика распределения элементов-примесей в графитсодержащих породах лептитопорфировой, спилито-диабазовой и сланцево-лептитовой железисто-кремнистых формаций:

I — лептитопорфировая железисто-кремнистая формация; II — сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация; III — спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация.

нистых» обособлений. Одни из них (более редкие) имеют длиннопризматическую форму с ромбовидным поперечным сечением и выполнены агрегатом кварц-серицито-хлоритового состава с незначительным содержанием графита. В других случаях «пятнистые» обособления имеют в различной степени вытянутую по сланцеватости линзовидную форму и выполнены тонкозернистым агрегатом того же состава, что и вышеописанные обособления (табл. VIII, 5). Эти обособления, судя по форме и составу выполняющего их агрегата, являются, очевидно, полными псевдоморфозами по глиноземистым минералам (андалузиту, кордиериту).

«Пятнистые» полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом содержат «пятнистые» обособления кварц-серицитового состава с небольшим количеством биотита и графита, по характеру развития и происхождению аналогичные «пятнистым» обособлениям графитистых сланцев.

По химическому составу и набору элементов-примесей графитсодержащие породы лептито-порфиrowой железисто-кремнистой формации близки описанным выше графитистым сланцам и гнейсо-сланцам с графитом сланцево-лептитовой формации.

Сравнительная характеристика содержания элементов-примесей в графитистых сланцах и гнейсо-сланцах с графитом лептито-порфиrowой, сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций приведена на рис. 37.

Осадочные глиноземисто-железисто-кремнистые породы

Группа амфиболо-биотито-гранатовых сланцев и гнейсо-сланцев, гранатитов и магнетито-амфиболо-гранатовых кварцитов

Породы этой группы пользуются небольшим распространением и по химическому составу являются переходными между алюмосиликатными и железисто-кремнистыми породами, обособляясь на треугольной диаграмме в поле III (рис. 15).

Амфиболо-биотито-гранатовые сланцы переслаиваются с кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми туфосланцами, образуя прослои мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м, реже до 2—3 м, а также слагают средние и верхние части ритмов в ритмичнослоистых туфосланцах.

По керну скважин нередко хорошо прослеживается постепенный переход от нижних частей ритмов, представленных биотито-кварцевыми и кварцево-биотитовыми туфосланцами, к верхним частям ритмов амфиболо-гранатового состава. Сначала в кварцево-биотитовых сланцах появляется темно-зеленый амфибол, количество которого постепенно увеличивается, и породы переходят в биотито-амфиболовые сланцы, имеющие обычно более крупнозернистое сложение. Мощность этих прослоев колеблется в пределах от 1 до 10 см.

По направлению к верхам ритмов биотито-амфиболовые сланцы, обогащаясь гранатом, переходят в биотито-гранато-амфиболовые и гранато-амфиболовые породы, содержащие обычно выделения сульфидов и тонкие (мощностью 0,2—0,5 см) кварцевые прослои, иногда с вкрапленностью магнетита. Мощность верхних частей ритмов достигает 20 см (рис. 34).

Иногда встречаются ритмы, которые заканчиваются амфиболо-гранатовыми сланцами, где содержание граната превышает 50% породы (гранатиты). Мощность таких прослоев колеблется от нескольких сантимет-

ров до 1 м и в редких случаях (на Костомукшском месторождении) достигает 3,5 м.

Амфиболо-биотито-гранатовые сланцы внешне представляют собой преимущественно грубополосчатые породы с чередованием серовато-зеленых амфиболовых, розовато-серых гранато-амфиболовых и розовых гранатовых прослоев мощностью 0,5—1,5 см, а также серых биотито-кварцевых и кварцевых прослоев мощностью 0,2—1,5 см (табл. IX, 1).

Амфиболо- и биотито-гранатовые гнейсо-сланцы занимают такое же геологическое положение, как и амфиболо- и биотито-гранатовые сланцы, и отличаются от последних более плотным сложением. Они обычно окварцованы, размер зерен граната в них не превышает 1,5 мм в поперечнике (табл. IX, 2).

Породообразующими минералами амфиболо-биотито-гранатовых сланцев и гнейсо-сланцев служат гранат, сине-зеленая роговая обманка, грюнерит, кварц (иногда совместно с незначительным количеством плагиоклаза), биотит и редко куммингтонит (на Костомукшском месторождении). Второстепенные и акцессорные минералы представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом (на Костомукшском и Тумбареченском месторождениях), сульфидами, магнетитом, графитом, редкими зернами турмалина, апатита, циркона и сфена.

Структура порфировластовая и пойкилопорфировластовая. Порфировласты, образованные сине-зеленой роговой обманкой и гранатом, часто имеют отчетливый пойкилитовый характер благодаря множеству включений зерен кварца и в меньшей степени биотита, сохраняющих ту же ориентировку, что и в основной массе (табл. X, 1—3).

Промежуточная ткань пород сложена кварцем, биотитом, призматическими зернами амфибола и характеризуется гранолепидобластовой, лепидогранобластовой и лепидонематобластовой структурами. Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой (преобладает) и грюнеритом, тесно ассоциирующимися между собой. В единичных случаях на Костомукшском месторождении был встречен куммингтонит.

При этом в прослоях с высоким содержанием граната в составе промежуточной массы породы обычно преобладает грюнерит, который в различной степени замещается сине-зеленой роговой обманкой.

Оптические свойства амфиболов описываемых пород приведены в табл. 25.

В зависимости от минералогического состава различается несколько видов промежуточной ткани, иногда присутствующих в породе одновременно в виде прослоев:

- кварцево-биотитовая и биотито-кварцевая с развивающимся по биотиту хлоритом;

- кварцево-биотито-роговообманковая и кварцево-биотитовая с небольшим количеством сине-зеленой роговой обманки;

- биотито-грюнерито-роговообманковая, кварцево-грюнеритовая и грюнеритовая;

- кварцево-хлорито-грюнеритовая (на Костомукшском месторождении).

Наиболее распространены первые две выделенные разновидности основной ткани.

Гранатиты — это пятнистые породы зеленовато-розоватого цвета, состоящие из участков, сложенных розовым гранатом (более 50% объема породы), темно-зеленым амфиболом или хлоритом и желтоватыми призматическими зернами грюнерита. Иногда гранатиты имеют отчетливо слоистую текстуру, обусловленную чередованием прослоев с различным содержанием граната и совсем лишенных его. Породообразующие

Таблица 25

Оптические свойства амфиболов глиноземисто-железисто-кремнистых пород

Минерал	Форма выделения	Плеохоризм (Ng, Np)	C:Ng	2V	Ng—Np	М шлифа	Порода	Район (месторож- дение)
Роговая обманка синезеленая	Призматические зерна порфи-робластического характера	Густо-синезеленый, светло-желто-зеленый	16°	—67°	—	167—6	Гранато-амфиболовый сланец	Костомукшское
Роговая обманка синезеленая	Призматические зерна в основной массе	"	12°	—69°	—	144— —16	Биотито-амфиболо-гранатовый сланец	"
Роговая обманка синезеленая	Призматические зерна порфи-робластического характера	"	10°	—60°	0,024	14—32	Гранато-амфиболовый сланец	Гимольское
Роговая обманка синезеленая	Призматические зерна в основной массе	"	10°	—82°	0,026	14—19	"	"
Грюнерит	Длинно-призматические зерна порфи-робластического характера	Бледно-желтый почти до бесцветного, бесцветный	14°	—83°	0,031— —0,038	167—8	Биотито-амфиболовый сланец	Костомукшское
Куммингтонит	Длинно-призматические зерна порфи-робластического характера	Бесцветный	12°	+85°	0,031	171—6	Биотито-амфиболо-гранатовый сланец	"
Роговая обманка	Призматические зерна порфи-робластического характера	Голубовато-зеленый, светло-желтовато-зеленый	12°	—80°	0,026	1—к/7	Амфиболо-хлоритовый сланец	Маньгинское

минералы — гранат, грюнерит, сине-зеленая роговая обманка, биотит, хлорит; в небольших количествах присутствуют кварц, сульфиды и графитистое вещество. Структура порфиробластовая с гранонематобластовой структурой основной массы, иногда (на Тумбареченском месторождении) гипидиобластовая (табл. X, 4).

Магнетито-амфиболо-гранатовые кварциты встречаются на Костомукшском месторождении, где они образуют прослои мощностью 0,1—2 м среди кварцево-биотитовых туфосланцев кадиозерской свиты. Магнетито-амфиболо-гранатовые кварциты представляют собой породы с четкой полосчатой текстурой (табл. IX, 3), в которых чередуются следующие прослои:

1) Серые и темно-серые магнетито-кварцевые или кварцево-магнетитовые с незначительным количеством сине-зеленой роговой обманки и грюнерита мощностью 0,2—1 см, реже магнетитовые мощностью 0,2 см. Форма и характер развития породообразующих минералов в этих прослоях аналогичны описанным ниже минералам роговообманково-магнетитовых кварцитов.

2) Темно-зеленые роговообманковые и грюнерито-роговообманковые с гранатом мелко- до крупнозернистых прослои, по минералогическому составу и структуре сходные с описанными выше биотито-амфиболовыми сланцами. Мощность прослоев колеблется от 0,3 до 3 см.

3) Темные розовато-зеленые амфиболо-гранатовые прослои мощностью до 1,5—2 см, реже мономинеральные гранатовые, содержащие скопления и прожилки белого кварца и сульфидов. Породообразующие минералы этих прослоев и их взаимоотношения аналогичны описанным в амфиболо-гранатовых сланцах.

4) Мелкозернистые кварцево-биотитовые или биотито-кварцевые прослои мощностью до 2 см, представляющие собой типичные туфосланцы с примерно одинаковым количественным соотношением кварца и биотита.

О химическом составе описанной группы пород можно судить по приведенным в табл. 26 результатам химических анализов. Для этих пород характерно высокое содержание кремнезема, закисного железа и глинозема.

Данные пересчетов химических анализов по методу «чисел» Ниггли, нанесенные на диаграмму Симонена (рис. 16), показывают, что большая часть точек, отражающих состав глиноземисто-железисто-кремнистых пород, ложится несколько выше поля глинистых осадков, приближаясь к оси ординат (анализы 100, 102, 105—108). Точки составов полевошпато-кварцево-хлорито-гранатового гнейсо-сланца Тумбареченского месторождения (анализ 101), а также амфиболо-гранатового сланца и гранатита Гимольского месторождения (анализы 103—104) падают в поле глинистых осадков. На диаграмме Ниггли (рис. 17) точки, отражающие состав хлорито-гранатовых и биотито-амфиболо-гранатовых сланцев (анализы 100—102), ложатся в поле глинистых осадков. Точки составов гранатитов (анализы 104—107) и магнетито-амфиболо-гранатовых кварцитов (анализ 108) располагаются в поле вулканогенных пород вблизи и на ребре тетраэдра.

Учитывая химический, минералогический состав и текстурно-структурные особенности описанных глиноземисто-железисто-кремнистых пород, можно предположить, что исходным материалом для них послужили обогащенные железом глинистые и мергелистые осадки, содержащие тонкие прослои железисто-кремнистого, реже туфогенного материала. Судя по обилию сульфидов, иногда присутствию графитистого вещества, а также низкому коэффициенту окисления, седиментация и диагенез

Химический состав глиноземисто-железисто-кремнистых

№ ана-ли-за	Название породы	Месторожде-ние	№ образца	Окислы, в							
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	
100	Кварцево-хлорито-биотито-гранатовый сланец	Костомукшское	142—14	57,94	0,43	11,23	2,73	17,34	0,017	4,27	
101	Полевешпато-кварцево-хлорито-гранатовый гнейсо-сланец	Тумбареченское	3—38	51,35	0,85	19,94	1,43	11,00	0,14	5,15	
102	Кварцево-биотито-амфиболо-гранатовый сланец	Костомукшское	151—36	53,55	0,64	17,50	2,13	13,44	0,08	6,39	
103	Амфиболо-гранатовый сланец	Гимольское	14—28	56,89	0,28	8,34	1,87	19,15	0,22	4,28	
104	Гранатит	Костомукшское	198—18	49,26	0,49	8,14	4,16	27,52	0,10	3,19	
105	Гранатит	Гимольское	8—1	41,98	0,24	15,22	1,45	32,93	0,60	2,92	
106	Гранатит	Тумбареченское	3—27	41,51	0,47	10,43	4,82	33,96	0,30	3,30	
107	Гранатит	Межезерское	2—101	50,70	0,56	13,30	0,37	28,75	0,11	3,56	
108	Магнетито-амфиболо-гранатовый кварцит с прослоями биотито-кварцевых сланцев	Костомукшское	153—43	48,12	0,40	6,75	10,76	25,05	0,10	3,63	

осадков протекали в условиях восстановительной или нейтральной геохимической среды.

При региональном метаморфизме первичные осадки были превращены в амфиболо-гранатовые сланцы, гранатиты и гранатовые кварциты. По минеральной ассоциации (магнетит — синезеленая роговая обманка — грюнерит — кварц — гранат) породы относятся к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. При более высокой степени метаморфизма, соответствующей амфиболитовой фации, амфиболо-гранатовые сланцы, претерпевая перекристаллизацию, переходят в гнейсо-сланцы.

Спектроскопическое изучение глиноземисто-железисто-кремнистых пород показало постоянное присутствие в них Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Sr, Ba, Cr и за редким исключением Be. Наиболее характерные элементы-примеси для этих пород — Mn, Cr, Be, содержание которых колеблется от 1,1 до 4,5 кларка. Кроме того, в близких к кларковым количествах присутствуют Ga, Cu, Ni и V.

Хемогенные железисто-кремнистые породы

Железисто-кремнистые породы в составе лептито-порфировой железисто-кремнистой формации имеют небольшое развитие и представлены железистыми кварцитами окисно-силикатного (бедные руды) и силикатного (безрудные кварциты) типов. Среди бедных руд в петрографическом отношении выделяются:

пород лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

весовых %						Коэффициенты по Н. П. Семенову					Числа Н. Ниггли					Аналитик
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	O	F	A	M	C	al	fm	c	alk	Si	
0,83	0,13	0,86	0,22	3,62	99,62	0,07	54	22	21	3	54	43	2	1	186	В. А. Доиль- ницына
1,52	1,60	2,77	0,16	4,37	100,28	0,06	33	37	25	5	34	52	5	9	148	Г. И. Капус- тина
1,16	0,45	1,59	0,12	—	100,94	0,07	38	30	28	4	29	62	8	6	151	В. А. Доиль- ницына
5,51	0,50	0,73	0,06	2,46	100,29	0,05	50	14	19	17	14	67	16	3	158	Г. И. Капус- тина
4,97	не обн.	не обн.	0,05	3,01	100,94	0,07	64	12	11	13	12	75	13	0	120	Н. Д. Малько- ва
3,48	0,21	0,10	0,08	1,33	100,54	0,02	62	20	10	8	19	72	8	0,5	89	Г. И. Капус- тина
3,82	0,22	0,10	0,05	1,60	100,58	0,06	68	13	10	9	13	78	9	0,4	88	.
2,01	0,20	0,10	0,17	0,63	100,46	0,01	62	20	12	6	20	74	5	1,0	126	Т. М. Брагина
4,37	0,23	0,02	0,24	—	99,67	0,19	67	9	13	11	9	80	11	0,4	111	Г. И. Капус- тина

1) существенно роговообманковые магнетитовые кварциты (биотито-роговообманковые, грюнерито-роговообманковые, биотито-грюнерито-роговообманковые и др.);

2) существенно биотитовые магнетитовые кварциты.

В группу роговообманковых магнетитовых кварцитов объединяются также роговообманковые или кварцево-роговообманковые прослои верхних частей ритмичнослоистых туфогенных сланцев, содержащие мало-мощные магнетитовые прослои или обогащенные вкрапленностью магнетита.

Железистые кварциты силикатного типа в вулканической формации представлены двумя следующими разновидностями:

1) биотитовые, биотито-хлоритовые и хлоритовые кварциты (характерны в основном для Совдозерского района);

2) роговообманково-грюнеритовые (часто с гранатом) грюнерито-(роговообманково)-биотитовые кварциты.

Петрографическая характеристика железистых кварцитов вулканической формации приведена в табл. 27. Описание основных породообразующих минералов дано в главе VI.

В химическом отношении железистые кварциты силикатно-окисного типа (бедные руды) лептито-порфировой формации (табл. 28, анализы № 28, 29, 33, 34—3) аналогичны железистым кварцитам этого же типа сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации (табл. 9, анализы 30—32, 34—1, 2, 4). Рассматриваемые здесь руды представляют собой

Петрографическая характеристика железистых кварцитов

№ п. п.	Порода	Район распространения (месторождение)	Минеральный состав, %	
			главные минералы	второстепенные минералы
1.	Роговообманковые магнетитовые кварциты. Разновидности: а) роговообманковые, б) (эпидото)-биотитороговообманковые; в) грюнерито-роговообманковые магнетитовые; г) амфиболовые и кварцево-амфиболовые магнетитсодержащие прослои туфогенных сланцев (верхи ритмов).	Костомукшское Межезерское (незначительное) Гимольское Тумбареченское	Кварц—30—50, магнетит—30—40, роговая обманка—10—20	Биотит (коричневый)—5—10, эпидот, микроклин, грюнерит, карбонат, хлорит, сульфидные минералы
2.	Биотитовые магнетитовые кварциты. Разновидности: а) хлорито-карбонатобиотитовые магнетитовые кварциты; б) карбонатобиотитовые (с коричневым биотитом) магнетитовые кварциты.	Совдозерское —	Кварц—30—50, магнетит—36—45, биотит коричневый, карбонат	Хлорит, мусковит, апатит, пирит
3.	Биотитовые, биотитохлоритовые и хлоритовые кварциты.	Совдозерское, отчасти Костомукшское	Кварц—35—40, биотит и хлорит—50—65	Магнетит—3—10, карбонат
4.	Роговообманково-грюнеритовые (с грюнеритом и без него), грюнерито-(роговообманково)-биотитовые.	Костомукшское, Гимольское	Кварц—20—30, грюнерит и роговая обманка—40—60, биотит—10—30	Магнетит—0—20, карбонат, хлорит, гранат, сульфиды

лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

Структура (прослоев)	Текстура	Описание полосчатых текстур (различное сочетание прослоев)	Примечание
Гранобластовая, нематогранобластовая, гранонематобластовая (табл. XII, 6)	Отчетливо полосчатая (тонко- и грубополосчатая)	Прослой смешанного состава (магнетит, кварц, роговая обманка) мощностью 0,2—2 см; кварцевые (с примесью магнетита, карбоната, роговой обманки) мощностью 0,1—1 см; роговообманковые, биотито-роговообманковые (с примесью магнетита, эпидота, кварца) мощностью 0,1—2 см.	Для роговообманковых руд Костомукшского месторождения характерен коричневый биотит, для Межезерского—зеленый
Микрогранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, (табл. XVI, 2, 3)	Нечеткополосчатая с микрослоистым характером рудных и кварцевых прослоев (Совдозерское м-ние, табл. XI, 6)	Биотито-магнетитовые прослои мощностью от 0,2 до 2—2,5 см; кварцево-магнетитовые и магнетито-кварцевые прослои мощностью от 0,2 до 1—2 см; биотитовые, хлорито-биотитовые (редко) мощностью 0,1—1,5 см.	Отличаются более мелкозернистым (тонкозернистым) сложением и нерезкой (смазанной) полосчатой текстурой
Гранобластовая, лепидобластовая, фибробластовая (табл. XIII, 2)	Отчетливо полосчатая	Магнетито-карбонатокварцевые (часто микрослоистые) мощностью 0,5—2 см; кварцевые и карбонатокварцевые (с примесью хлорита, редко—магнетита) мощностью 0,3—0,7 см; хлоритовые, биотито-хлоритовые, биотитовые (с примесью кварца, карбоната, магнетита) мощностью 0,5—1,5 см.	Характерно повышенное содержание карбоната (в кварцевых прослоях породы)
Гранобластовая гранонематобластовая, нематобластовая	Полосчатая, нечеткополосчатая, сланцеватая	Кварцевые прослои с примесью грюнерита, роговой обманки, карбоната, мощностью 0,5—3 см; биотито-грюнеритовые, грюнерито-роговообманковые с гранатом, магнетитом мощностью 1—5 см.	Гранатсодержащие амфиболовые кварциты характерны для Гимольского и Костомукшского месторождений

Химический состав железисто-кремнистых пород окисно-силикатного лептито-порфировой

№ анали- за	Группа пород	Название породы	№ образца	Место взятия (месторожде- ние)	Окислы,			
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
28	Породы окисно- силикатного типа (бедные руды)	Роговообманковый маг- нетитовый кварцит	146—62	Костомукш- ское	43,18	0,39	4,10	21,85
29		Полосчатый кварцево- магнетито-роговообман- ковый сланец	156—27	"	44,22	0,44	5,03	22,60
33		Роговообманково-грю- неритовый магнетито- вый кварцит	К—6—12	Гимольское	37,42	0,14	0,91	26,54
34—3	Породы силикатного типа (безрудные кварциты)	Магнетито-грюнерито- биотитовый кварцит	189—58	Костомукш- ское	48,81	0,09	4,20	16,77
36		Магнетито-биотито- грюнеритовый кварцит	24—14	"	35,41	0,29	2,13	18,34
39		Магнетито-грюнерито- вый кварцит	14—47	Гимольское	44,95	0,09	2,26	15,74
40		Грюнерито-биотитовый кварцит	14—40	"	55,11	0,36	10,08	2,40
41		Биотитовый кварцит	3—38	Совдозер- ское	46,74	0,53	12,44	4,75
42		Биотито-хлоритовый кварцит с вкраплен- ностью сульфидов	7—10	"	55,98	0,32	12,12	1,96

Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института
ковой (№ 28, 29, 33, 36, 41).

железисто-кремнистые породы с преобладанием закисного или
окисного железа. Коэффициент окисления ($\frac{Fe_2O_3}{FeO}$) в них составляет
0,3—0,5, а содержание растворимого железа — 20—30%. Магнетитовые
кварциты этого типа являются рудами, бедными по содержанию маг-
нетита.

Для железистых кварцитов силикатного типа (безрудные кварциты)
лептито-порфировой железисто-кремнистой формации в химическом от-
ношении (табл. 28, анализы № 36, 39—42) характерно значительное
преобладание закисного железа над окисной формой. Содержание раст-
воримого железа в них меньше 20%, коэффициент окисления ($\frac{Fe_2O_3}{FeO}$)
составляет 0,06—0,6. По сравнению с рудами окисно-силикатного типа
в безрудных кварцитах отмечается увеличение значения коэффициента
магнезиальности. Кроме того, для одного анализа (№ 40) грюнерито-
биотитового кварцита Гимольского месторождения и 2-х анализов (№ 41,
42) биотитовых кварцитов Совдозерского месторождения наблюдается
значительное увеличение коэффициента глиноземистости (до 15—19%),
поэтому анализы этих пород на треугольной диаграмме изохимических
рядов попадают в поле (III) пород глиноземисто-железисто-кремнистого
изохимического ряда (рис. 15).

Первичный состав описанных выше пород лептито-порфировой желе-
зисто-кремнистой формации приведен в табл. 29.

**(бедные руды) и силикатного (безрудные кварциты) типов
железисто-кремнистой формации**

в весовых %										Химические коэффициенты (по Н. П. Семенову)					
FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	п. п. п.	сумма	O	F	А	М	С	FM
19,83	0,13	2,67	5,43	0,09	0,34	0,06	не опр.	2,20	100,26	0,5	73	5,3	8,8	12,9	81,8
17,64	0,12	2,75	4,99	0,13	0,13	0,04	.	1,96	100,05	0,58	72	6,7	9,1	12,1	91,1
30,71	0,12	2,22	2,03	0,37	0,12	2,14	.	1,35	100,72	0,4	88,3	1,0	6,4	4,2	94,7
22,24	0,11	1,86	2,81	0,28	0,58	0,06	0,54	1,78	100,38	0,34	79,1	6,2	7,0	7,6	86,1
34,37	0,19	3,45	2,04	не обн.	не обн.	0,07	Не определялась	3,87	100,57	0,24	83,3	2,5	9,9	4,3	93,2
29,95	0,49	3,53	1,36	0,16	0,10	0,06		1,53	100,22	0,31	80,1	2,5	13,6	3,7	93,7
17,40	0,26	3,99	3,35	0,39	3,72	0,17		2,41	99,64	0,06	51,3	18,7	18,7	11,3	70,0
22,89	0,07	4,78	0,63	0,23	1,55	0,04		5,50	100,15	0,09	60,0	19,3	18,8	1,9	78,8
17,83	0,05	2,98	1,48	0,37	1,55	0,12		5,08	99,84	0,05	55,3	15,0	5,5	24,2	70,3

геологии (г. Петрозаводск) аналитиками: Г. И. Капустиной (№ 39, 40, 42); Н. Д. Маль-

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД ЛЕПТИТО-ПОРФИРОВОЙ
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ**

Главными членами парагенезиса пород нижней части формации являются в различной степени метаморфизованные кислые вулканыты, представленные в настоящее время лептитовыми гнейсами, плагиопорфирами, кварцево-биотитовыми туфосланцами, вулканическими брекчиями. Редко среди этих метаморфизованных вулканических пород встречаются маломощные пласты и линзы железистых кварцитов (Костомукшское и Гимольское месторождения).

Верхняя часть формации сложена кварцево-биотитовыми туфосланцами и железистыми кварцитами, являющимися главными ее членами. В качестве второстепенных, но постоянно присутствующих членов ассоциации наблюдаются графитистые кварцево-биотитовые сланцы, обогащенные сульфидами, кварцево-серицитовые сланцы и гнейсо-сланцы, гранато-амфиболовые сланцы и гранатиты. Изредка встречаются тесно связанные между собой талько-хлоритовые, хлорито-актинолитовые и биотито-карбонатные сланцы (Костомукшский район).

Перечисленные породы в лептиито-порфировой железнсто-кремнистой формации, закономерно сочетаясь в разрезах, образуют своеобразные, часто ритмично построенные парагенетические ассоциации. Выделяются следующие парагенетические ассоциации пород:

**Первичный состав метаморфических пород
лептито-порфировой железисто-кремнистой формации**

Изохимические ряды пород		Породы регионального метаморфизма (○ — зеленосланцевая, ⊗ — эпидот-амфиболовая, ● — амфиболовая фации (по Эскола) и щелочного метаморфизма (низкотемпературные), "—" "	Фации метаморфизма	Первичный состав пород
Кальциево-магнезиальные породы	Вулкано-генные породы	Талько-хлоритовые, актинолитовые и тремолитовые сланцы; Кварцево-биотито-карбонатные сланцы		Эффузивы ультраосновного состава Туфы и лавы ультраосновного состава
	Вулкано-генные и вулканогенно-осадочные	Порфиroidы с порфировой и бластопорфировой структурами, геллефлинты Туфогенные кварцево-биотитовые сланцы (часто с гранатом), обычно слоистые и ритмичнослоистые Биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы Лептитовые гнейсы с реликтовыми порфировыми вкраплениями плагиоклаза и кварца Лептитовые гнейсы полосчатые	○ ⊗ ● ● ●	Лавы кислого и среднего состава Туфовые отложения, частично ритмичнослоистые с примесью терригенного песчано-глинистого материала Эффузивные породы кислого и среднего состава Туфогенные отложения с примесью песчано-глинистого материала
Алюмосиликатные породы	Осадочные	Кварцево-биотитовые и биотито-серцитито-кварцевые графитистые сланцы с сульфидами Гранатсодержащие графитистые сланцы; "пятнистые" графитистые сланцы Полевошпато-биотито-кварцевые гнейсо-сланцы с графитом; "пятнистые" гнейсо-сланцы	⊗ ⊗ ●	Глинистые, песчано-глинистые осадки с углистым веществом, обогащенные сульфидом железа, с примесью кислого туфового материала (сульфидная фация железистых пород, по Джемсу)
	Глинозе-мисто-железисто-кремнистые породы	Амфиболо-(биотито)-гранатовые сланцы с грюнеритом Амфиболо-(биотито)-гранатовые гнейсо-сланцы, амфиболо-гранатовые кварциты	⊗ ●	Обогащенные железом глинистые и мергелистые осадки, содержащие тонкие прослойки кремнистого, железисто-кремнистого и реже туфогенного материала
Железисто-кремнистые породы	Железисто-кремнистые породы окисно-силикатного типа (бедные руды)	Роговообманковые, биотитороговообманковые и грюнеритороговообманковые магнетитовые кварциты Биотито-магнетитовые и магнетито-биотитовые кварциты	●	Окисные железисто-кремнистые осадки с небольшой примесью MgO и Al ₂ O ₃ , отлагавшиеся в условиях окисной геохимической среды (окисная фация железистых пород, по Джемсу)

Изохимические ряды пород	Породы регионального метаморфизма (○ — зеленосланцевая, ⊗ — эпидот-амфиболитовая, ● — амфиболитовая фации (по Эскола) и щелочного метаморфизма (низкотемпературные)	Фации метаморфизма и метасоматоза	Первичный состав пород
Железисто-кремнистые породы железисто-кремнистые породы силикатного типа (без рудные кварциты)	Грюнеритовые кварциты с магнетитом, иногда с гранатом Биотитовые кварциты Хлоритовые кварциты	∅ — ○	Железисто-кремнистые осадки с заметной примесью мергелистого материала, в которых железо было связано в форме закисных лептохлоритов. Осадконакопление происходило в условиях слабосолевой или нейтральной среды (силикатная фация железистых пород, по Джемсу)

1) туфово-порфировая; 2) порфировая железисто-кварцитовая; 3) лептитовая железисто-кварцитовая; 4) туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая; 5) лептитовая глиноземисто-железисто-кварцитовая; 6) туфовая сланцево-железисто-кварцитовая.

Туфово-порфировая

Эта парагенетическая ассоциация сложена главным образом кислыми туфами и лавами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Она имеет очень широкое распространение, известна во всех железорудных районах западной Карелии и стратиграфически приурочена к отложениям межезерской свиты. Главными членами туфово-порфировой парагенетической ассоциации являются плагиопорфиры, геллефлинты и кварцево-биотитовые туфогенные сланцы. В качестве второстепенных членов иногда наблюдаются туфобрекчии и вулканические брекчии.

По строению и набору пород в этой ассоциации выделяются две разновидности. Первая сложена исключительно кислыми лавами, представленными в настоящее время плагиопорфирами, кварцевыми порфирами и геллефлинтами. Мощные толщи (200—300 м), сложенные породами этой разновидности, известны в Костомукшском, Гимольском, Совдозерском, Маньгинском железорудных районах, где они прослеживаются часто на десятки километров. Вулканический состав ассоциации пород свидетельствует о том, что ее образование связано исключительно с вулканической деятельностью, проявившейся в излияниях кислых по химическому составу лав. Судя по мощностям и площади распространения этой ассоциации пород, можно предполагать, что вулканическая деятельность была очень интенсивной и охватывала огромную территорию.

Вторая разновидность туфово-порфировой парагенетической ассоциации пород представлена исключительно туфосланцами, иногда в чередовании с туфобрекчиями (Гимольский район). Характерная особенность этой разновидности — широкое развитие кварцево-биотитовых туфосланцев с ритмичной слоистостью типа *graded bedding* (Костомукшский район).

Интересной чертой строения ритмов является изменение гранулометрического состава пород, от разнозернистых нижних частей к более мелкозернистым в верхних частях ритмов. Параллельно с изменением гранулометрического состава постепенно происходит увеличение в породах ритмов количества железа, глинозема, магния. Максимальное со-

держание этих элементов наблюдается в верхних частях трех- и четырехчленных ритмов, сложенных амфиболо-гранатовыми и биотито-гранатовыми сланцами. В этих частях ритмов содержание окислов железа достигает 20—30 %, алюминия — 10—17 %, SiO_2 — 50—57 %, MgO — 6 %. По существу, верхние части ритмов представляют собой глиноземисто-железисто-кремнистые породы, которые, вероятно, образовались за счет метаморфизма хемогенных глиноземисто-железисто-кремнистых осадков.

Таким образом, в этой разновидности ассоциации пород отчетливо устанавливается парагенетическая связь железисто-кремнистых осадков с туфами.

Частое чередование ритмов в стратиграфических разрезах отражает периодичный характер поступления вулканического материала в бассейн седиментации. Этим же обусловлено и формирование асимметричной ритмичной слоистости туфогенных образований.

Необходимо также отметить, что изредка среди туфовой разновидности ассоциации встречаются ритмично построенные многослои, верхние части которых несут следы размывов. Эта текстурная особенность, вероятно, свидетельствует о том, что при седиментации вулканический материал перемещался также и турбидными потоками, возникавшими при моретрясениях на склонах подводных вулканических построек.

Порфировая железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород

Эта парагенетическая ассоциация пород в гимольской серии встречается редко. В настоящее время она известна в межезерской свите Костомукшского и Гимольского железорудных месторождений. Главные члены порфировой железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород — плагиопорфиры, геллефлинты и железистые кварциты. В качестве второстепенных членов наблюдаются кварцево-биотитовые туфосланцы, вулканические брекчии, кварцево-биотитовые филлитовидные и хлорито-карбонатные сланцы.

На Костомукшском железорудном месторождении рассматриваемая парагенетическая ассоциация пород по простиранию переходит в туфово-порфировую ассоциацию и залегает в области выклинивания лавовых потоков и фациального замещения их туфовыми отложениями (рис. 38, Б). Для этой парагенетической ассоциации пород характерно ритмичное чередование метаморфизованных кислых эффузивов с железистыми кварцитами и сланцами. Для иллюстрации этой особенности ниже приводится описание литолого-стратиграфических разрезов керна скв. 40 и 116 (Костомукшское месторождение).

В скв. 40 первый вулканогенно-осадочный ритм залегает в основании межезерской свиты и сложен в нижней части тонкозернистыми кварцитовидными плагиопорфирами с редкими порфировыми вкраплениями плагиоклаза. Мощность — 37,5 м.

Выше по ритму следуют кварцево-биотитовые темно-серые туфосланцы мощностью 0,4 м. Постепенно, обогащаясь магнетитом, туфосланцы переходят в магнетито-биотитовые кварциты мощностью 0,4 м. Общая мощность пород ритма — 38,3 м.

Второй ритм в нижней части сложен плагиопорфирами мощностью 1,75 м. В верхней части пласта плагиопорфиры переходят в брекчиевидные породы, состоящие из обломков плагиопорфиров размером 1—5 см, сцементированных кварцево-биотитовым туфосланцем (вулканические брекчии). Мощность пород этой части ритма составляет 0,5 м. Характерно, что размеры обломков и их количество к верхней части пласта постепенно уменьшаются. Следующий элемент ритма представлен филлитовидными кварцево-биотитовыми сланцами, содержащими многочисленные тонкие (0,2—0,5 см мощности) прослои кварца. Мощность пород — 0,8 м. Верхний элемент ритма представлен магнетитовыми кварцитами, в которых наблюдается постепенное увеличение содержания магнетита от подошвы к кровле пласта. Мощность — 12 м.

Общая мощность пород ритма — 15,5 м.

Третий ритм в нижней части представлен розовато-серыми тонкозернистыми геллефлинтами мощностью 3,5 м. Второй элемент ритма сложен кварцево-биотитовыми средне-

зернистыми туфосланцами мощностью 0,25 м, которые постепенно переходят в мелкозернистые кварцево-биотитовые сланцы мощностью 0,35 м. Верхняя часть ритма сложена биотито-магнетитовыми кварцитами мощностью 0,75 м.

Общая мощность пород третьего ритма — 4,85 м.

Нижняя часть четвертого осадочно-вулканического ритма представлена плагиопорфирами мощностью 0,3 м, которые вверх по разрезу переходят в мелко- и крупнообломочные вулканические брекчии, сложенные многочисленными обломками плагиопорфиров, сцементированными кварцево-биотитовыми туфосланцами. Мощность — 1,5 м. Верхний элемент ритма представлен магнетитовыми кварцитами мощностью 0,15 м.

Общая мощность пород ритма — 1,95 м.

Пятый ритм в нижней части сложен плагиопорфирами мощностью 1,25 м. В средней части пласта плагиопорфиры в зоне мощностью 0,25 м переходят в брекчиевидные породы, образовавшиеся, вероятно, за счет агломератовых лав. Средняя часть ритма представлена кварцево-биотитовыми туфосланцами мощностью 1,5 м. Верхний элемент ритма сложен магнетитовыми кварцитами мощностью 0,5 м.

Общая мощность пород этого ритма — 3,25 м.

Шестой ритм имеет аналогичное строение. Нижняя его часть сложена плагиопорфирами мощностью 0,4 м; выше залегают брекчиевидные породы, сложенные обломками плагиопорфиров 2—8 см в диаметре, скрепленными кварцево-биотитовым туфогенным цементом. Мощность этих пород составляет 1,3 м. Выше по разрезу ритма залегают кварцево-биотитовые туфосланцы мощностью 1 м. Верхний элемент ритма сложен биотито-магнетитовыми кварцитами мощностью 0,2 м.

Общая мощность пород ритма достигает 2,9 м.

Аналогичный характер строения осадочно-вулканических ритмов наблюдается в св. 116, расположенной в 300 м южнее описанного литолого-стратиграфического разреза.

Здесь первый осадочно-вулканический ритм в нижней части сложен кварцево-биотитовыми неясносланцеватыми туфосланцами серого цвета мощностью 0,8 м.

Средний элемент ритма представлен плотными темно-серыми плагиопорфирами, расчлененными многочисленными карбонатными прожилками. Мощность — 2,8 м. Верхняя часть ритма сложена полосчатыми биотито-магнетитовыми кварцитами, переслаивающимися с тонкими (2—5 см) прослоями магнетито-биотито-кварцевых туфосланцев. Мощность железистых кварцитов верхней части ритма составляет 11,5 м.

Общая мощность пород ритма — 14,3 м.

Второй ритм в нижней части сложен плотными мелкозернистыми, с раковистым изломом, серыми геллефлинтами мощностью 1,6 м. Верхняя часть ритма — амфиболо-магнетито-биотитовыми зеленовато-черными сланцами мощностью 0,15—0,2 м. Общая мощность пород этого ритма не превышает 1,8 м.

Третий ритм в нижней части представлен тонкозернистыми серыми геллефлинтами мощностью 19 м, которые переходят в брекчиевидные породы, представляющие собой, вероятно, агломератовые лавы, которые состоят на 95% из обломков геллефлинт размером 10—30 см в диаметре, сцементированных биотито-хлоритовыми сланцами, иногда с магнетитом. В верхней части пласта этих брекчиевидных пород постепенно размеры обломков уменьшаются до 0,5 см в диаметре. Мощность этих пород составляет 1,5 м. Выше следуют тонкозернистые серые геллефлинты мощностью 1 м.

Верхняя часть ритма представлена тонкополосчатыми биотито-магнетитовыми кварцитами мощностью 0,3 м.

Общая мощность пород третьего осадочно-вулканического ритма — 21,8 м.

Четвертый ритм в нижней части представлен брекчированными биотито-кварцевыми туфосланцами мощностью 0,7 м. Туфосланцы выше по ритму сменяются вулканическими брекчиями, состоящими из угловатых и субугловатых обломков плагиопорфиров размером от 0,5 до 10 см в поперечнике, которые цементируются биотито-хлоритовым материалом. Мощность — 0,5 м.

Следующий элемент ритма представлен плагиопорфирами мощностью 1,2 м. Верхний элемент ритма сложен полосчатыми амфиболо-биотитовыми кварцитами, переслаивающимися с амфиболо-хлорито-биотитовыми сланцами и брекчированными прослоями кварца. Мощность — 1,2 м. Общая мощность пород четвертого ритма — 3,6 м.

Пятый ритм в нижней части сложен вулканическими брекчиями, состоящими на 90—95% из обломков геллефлинт и плагиопорфиров, сцементированных хлорито-биотитовым материалом. Мощность — 0,3 м. Верхняя часть ритма представлена полосчатыми биотито-магнетитовыми кварцитами мощностью 0,3 м.

Шестой ритм сложен тонкозернистыми плотными светло-серыми с розоватым оттенком плагиопорфирами мощностью 0,5 м. Верхняя часть ритма сложена полосчатыми хлорито-биотитовыми и хлорито-биотито-карбонатными сланцами мощностью 1,8 м.

Общая мощность пород ритма — 2,3 м.

Седьмой ритм в нижней части представлен плагиопорфирами мощностью 1,2 м. Верхняя часть ритма сложена карбонато-биотитовыми серыми сланцами мощностью 1,7 м. Общая мощность пород ритма — 2,9 м.

Восьмой осадочно-вулканический ритм в нижней части сложен плотными, тонкозернистыми, серыми плагиопорфирами мощностью 7,5 м. Верхний элемент ритма представлен тонкополосчатыми магнетитовыми кварцитами, содержащими в верхней части пласта прослой гранато-биотито-амфиболовых сланцев мощностью до 5 см. Мощность железистых пород верхнего элемента ритма не превышает 0,6 м.

Общая мощность пород ритма — 8,1 м.

Верхняя часть рассматриваемого разреза сложена кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми туфосланцами мощностью 35 м. В туфосланцах часто отмечается мелкая ритмичная слоистость типа *graded bedding*.

В рассмотренных литолого-стратиграфических разрезах отчетливо устанавливается многократное повторение ритмично построенных элементарных парагенетических ассоциаций пород. Формирование каждой такой ассоциации пород начиналось с излияния кислых (по химическому составу) лав, которые местами имели агломератовый характер (вулканические брекчии). Во времени лавы сменялись кислыми туфами (туфосланцы). Строение ассоциаций завершалось накоплением железисто-кремнистых осадков, превращенных процессами метаморфизма в магнетитовые кварциты.

Таким образом, на Костомукшском месторождении достоверно устанавливается своеобразная парагенетическая ассоциация железистых кварцитов с метаморфизованными кислыми лавами. Обязательными членами этой ассоциации являются кислые эффузивы и железистые кварциты. Среди этой ассоциации пород выделяется несколько разновидностей, различающихся деталями своего строения. Их строение может быть представлено следующими схемами:

1) плагиопорфиры или геллефлинты → вулканические брекчии → кварцево-биотитовые туфосланцы → филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы → железистые кварциты.

В тех случаях, когда из состава ритмов выпадают агломератовые лавы и филлитовидные сланцы, строение ассоциации приобретает следующий вид:

2) плагиопорфиры или геллефлинты → кварцево-биотитовые туфосланцы → железистые кварциты.

Однако такое закономерное строение ассоциации (лавы → туфы → железистые породы) часто усложняется за счет выпадания из ее строения туфов или залегания их в нижних частях осадочно-вулканических ритмов. В этих случаях элементарная порфировая железисто-кварцитовая ассоциация пород приобретает следующее строение (снизу вверх по ритмам):

3) кварцево-биотитовые туфосланцы → геллефлинты или плагиопорфиры → магнетитовые кварциты;

4) кварцево-биотитовые туфосланцы → вулканические брекчии → плагиопорфиры → магнетитовые кварциты;

5) геллефлинты → вулканические брекчии → геллефлинты → магнетитовые кварциты;

6) плагиопорфиры → магнетитовые кварциты;

7) вулканические брекчии → магнетитовые кварциты;

8) изредка наблюдается ассоциация: плагиопорфиры → хлорито-биотито-карбонатные сланцы.

Порфировая железисто-кварцитовая

Состав, строение порфировой железисто-кварцитовой ассоциации пород свидетельствуют о том, что ее формирование обязано вулканической деятельности, проявлявшейся главным образом в излияниях кислых лав, и протекало в небольшом удалении от вулканических очагов, в области

выклинивания лавовых потоков и фациального замещения их туфами. Вулканизм, видимо, носил подводный характер, о чем свидетельствует частое чередование маломощных пластов кислых эффузив с тонко-слоистыми железистыми кварцитами, отлагавшимися в водной среде.

Очень тонкозернистые структуры геллефлинт обусловлены, вероятно, также быстрым охлаждением лавовых потоков в подводных условиях.

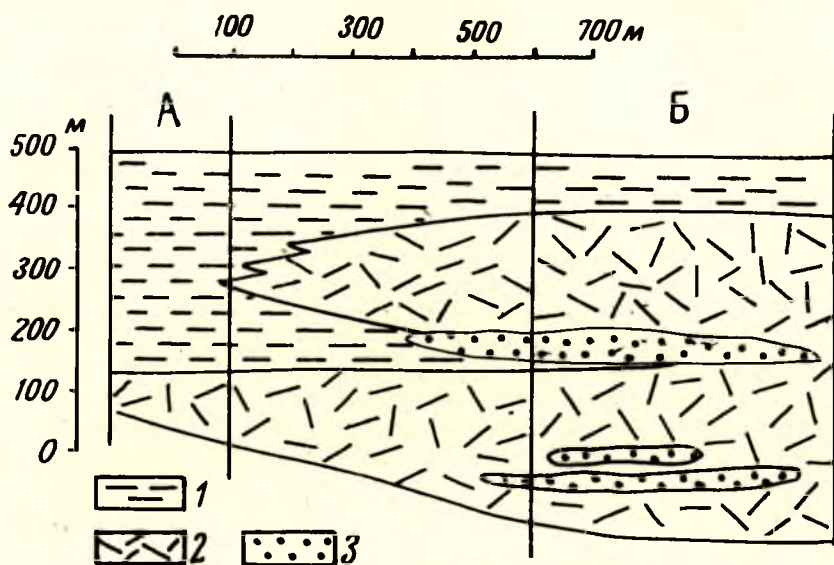


Рис. 38. Схема фациальных взаимоотношений туфово-порфировой (А) и порфировой железисто-кварцитовой (Б) парагенетических ассоциаций пород (межезерская свита Костомукшского месторождения):

1 — кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые туфосланцы; 2 — геллефлинты, плагиопорфиры и вулканические брекчии; 3 — железистые кварциты.

Вероятные фациальные соотношения туфово-порфировой и порфировой железисто-кварцитовой парагенетических ассоциаций пород, по мере удаления от центра вулканической деятельности, показаны на рис. 38, который составлен по геологическим разрезам «центрального» участка Костомукшского месторождения. Здесь в южной и средней частях участка развита исключительно порфировая железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород, которая по мере продвижения на север фациально сменяется туфово-порфировой ассоциацией.

Таким образом, рассмотренные парагенетические ассоциации пород пространственно и генетически тесно связаны и по существу отражают собой удаленность области седиментации от центра вулканической деятельности.

Лептитовая железисто-кварцитовая

Метаморфическим эквивалентом порфировой железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород служит лептитовая железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация, которая возникла в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма за счет преобразования кислых лав, туфов, глинистых и железисто-кремнистых осадков.

Главные члены этой парагенетической ассоциации: лептитовые гнейсы, лептитовидные гнейсо-сланцы и железистые кварциты. В качестве вто-

ростепенных членов ассоциации присутствуют кварцево-биотитовые графитистые гнейсо-сланцы, обогащенные сульфидами.

В гимольской серии эта парагенетическая ассоциация пород встречается редко. Она известна на Тумбареченском железорудном месторождении, где имеет ритмичное строение и по составу исходных пород очень похожа на порфиоровую железисто-кварцитовую ассоциацию.

В этой парагенетической ассоциации пород выделяется несколько разновидностей, строение которых может быть представлено следующими схемами:

1) туфогенные олигоклаз-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы → гранатиты и биотито-амфиболо-гранатовые гнейсо-сланцы → магнетито-грюнеритовые и грюнерито-магнетитовые кварциты.

2) туфогенные олигоклаз-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы → «пятнистые» олигоклаз-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы → гранато-биотитовые и биотито-гранатовые гнейсо-сланцы → магнетитовые кварциты. Для указанных разновидностей ассоциаций пород характерны ритмичное строение и примерно равные мощности слагающих пород. Переходы от нижних частей ритмов к верхним происходят постепенно, путем снижения глинозема от туфогенных частей ритмов к железисто-кремнистым и, соответственно, постепенного повышения железа.

Химические анализы нижних туфовых и туфово-глинистых частей седиментационных ритмов показывают содержание глинозема 15—16%, Fe_2O_3 —1%, FeO —4—5%. В глиноземисто-железисто-кремнистых элементах ритмов (гранатиты, амфиболо-гранатовые сланцы) содержание Al_2O_3 снижается до 10%, повышается количество FeO — до 33% и Fe_2O_3 — до 5%.

В железистых кварцитах верхних частей ритмов глинозем составляет 0,6—2,4%, FeO — 18—19%, Fe_2O_3 — 30%.

3) Третья разновидность рассматриваемой парагенетической ассоциации пород отличается от предыдущих присутствием лептитовых гнейсов, образовавшихся по плагиопорфирам. Она имеет небольшое распространение и следующее строение:

лептитовые гнейсы (метаморфизованные плагиопорфиры) → туфогенные олигоклаз-биотито-кварцевые и олигоклаз-кварцево-биотитовые гнейсо-сланцы → биотито-гранатовые и амфиболо-гранатовые гнейсо-сланцы → железистые кварциты (амфиболовые, магнетитовые).

Туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая

Эта парагенетическая ассоциация пород в вулканической (лептитовой) железисто-кварцитовой формации широко распространена. Она наблюдается преимущественно в отложениях кадиозерской свиты Костомукшского и Гимольского железорудных районов, в зонах эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Главные члены этой парагенетической ассоциации — слоистые (часто ритмичные) кварцево-биотитовые, биотито-полевошпато-кварцевые и филлитовидные кварцево-биотитовые туфогенные сланцы, полосчатые грюнерито-гранатовые и биотито-гранатовые сланцы, а также железистые кварциты. Рассматриваемая ассоциация пород характеризуется ритмичным строением, заключающимся в том, что нижние ее части сложены главным образом туфогенными сланцами, а верхние — грюнерито-гранатовыми сланцами или железистыми кварцитами. При этом устанавливается преобладание (по мощности) нижних (туфогенных) элементов ритмов, которые в 2—10 раз превосходят верхние глиноземисто-железисто-кремнистые элементы ритмов.

Наиболее широко туфово-глиноземисто-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород развита во второй и третьей рудно-сланцевых пачках кадиозерской свиты Костомукшского месторождения. Здесь выделяется несколько разновидностей этой парагенетической ассоциации пород, строение которых может быть показано следующими схемами:

1) Кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые туфосланцы → гранато-амфиболовые и биотито-гранатовые сланцы или кварциты. Эта разновидность элементарной парагенетической ассоциации характеризует третью рудно-сланцевую пачку кадиозерской свиты. Для нее типично широкое развитие туфогенных нижних элементов ритмов и незначительные мощности верхних глиноземисто-железисто-кремнистых частей, представленных биотито-грюнерито-гранатовыми сланцами. Как правило, переходы от туфовых частей ритмов к верхним происходят постепенно, путем обогащения туфосланцев гранатом, а в более метаморфизованных разностях — ставролитом, часто появляются и многочисленные прослои железистых амфиболов, кварца, магнетита. Мощности ритмов этой разновидности ассоциации изменяются в широких пределах, от десятков сантиметров до десятков метров (рис. 39).

Отличительной особенностью этой разновидности ассоциации пород является также и то, что верхние элементы их сильно обогащены глиноземом, железом и кремнеземом.

Таким образом, в данной разновидности ассоциации отчетливо устанавливается тесная парагенетическая связь между вулканическими по-

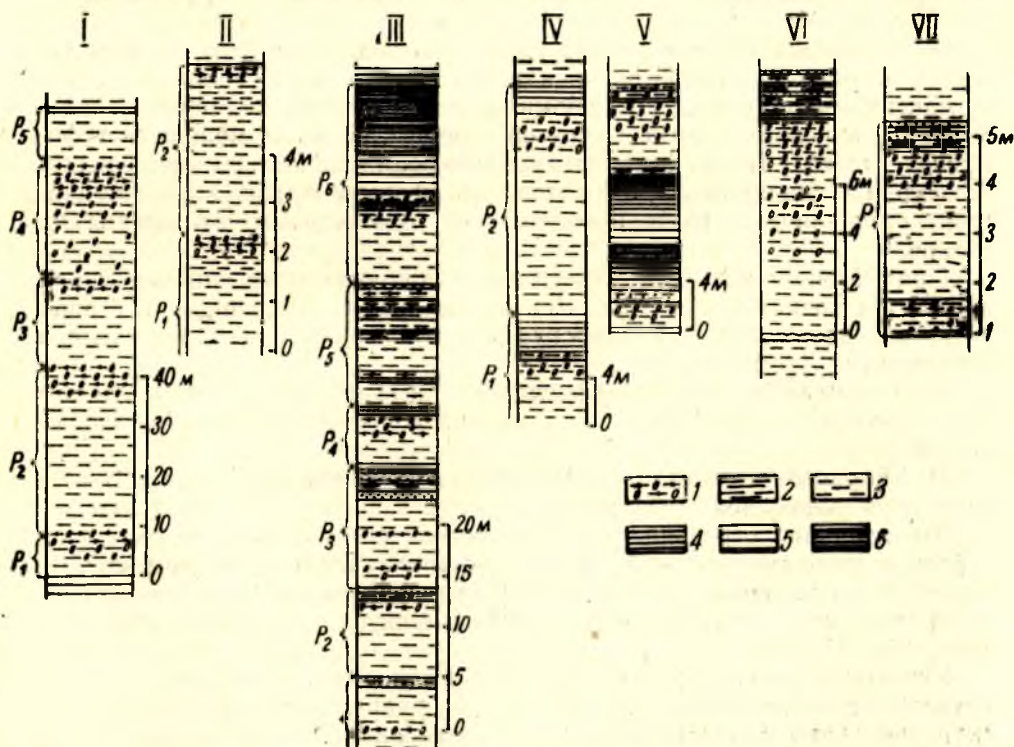


Рис. 39. Типы разрезов туфово-глиноземисто-железисто-кварцовой парагенетической ассоциации пород:

1 — биотито-гранатовые и амфиболо-гранатовые сланцы и гранатиты; 2 — кварцево-биотитовые филлитовидные туфогенные сланцы; 3 — кварцево-биотитовые туфосланцы; 4 — магнетитовые кварциты с содержанием магнетита 20—25%; 5 — «безрудные» железистые кварциты; 6 — магнетитовые кварциты с высоким содержанием магнетита (30—40%).

родами, представленными туфосланцами и железисто-глиноземисто-кремнистыми отложениями, которые формировались сразу же после накопления туфогенного материала, предшествуя выпадению железисто-кремнистых осадков.

В настоящее время вопрос о вулканическом происхождении значительных концентраций глинозема в вулканических областях у исследователей не вызывает сомнений. К. К. Зеленов (1960) на примере вулканических областей Курило-Камчатской дуги убедительно показал, что при вулканизме кислые термальные воды в значительных количествах выносят алюминий в открытое море, где он осаждается. По подсчетам К. К. Зеленова, одна лишь р. Юрьева ежедневно выносит в Охотское море более 65 т алюминия.

Учитывая ограниченную миграционную способность алюминия при осадконакоплении, тесную парагенетическую связь с вулканогенными отложениями, можно предполагать, что формирование седиментационных ритмов первой разновидности туфово-железисто-кремнистой ассоциации пород происходило в незначительном удалении от вулканических очагов. В этой обстановке протекало интенсивное осаждение алюминия и только начинало зарождаться железистое рудообразование в форме выпадения закисного железа. Одновременно начиналось выпадение кремнекислоты. Химические анализы верхних частей седиментационных ритмов показывают содержание алюминия — 8—17%, железа в закисной форме — 12—30% и кремнекислоты — до 57%. Из малых элементов здесь наблюдается повышенное содержание, по сравнению с туфосланцами, Co, Ni, Cu, Mn.

Из вышеприведенного можно сделать вывод о том, что парагенетическая ассоциация первой разновидности характеризует собой обстановку максимального осаждения алюминия и зарождения железонакпления в форме закисного железа. С другой стороны, большие мощности туфогенных частей ритмов, ограниченная миграция алюминия при осадконакоплении свидетельствуют о том, что формирование этой ассоциации пород протекало в относительной близости от вулканических очагов.

При большем удалении от вулканических очагов ассоциации пород первой разновидности переходили по латерали в ассоциации второй и третьей разновидностей, строение которых может быть представлено следующими схемами:

2) Кварцево-биотитовые туфосланцы амфиболо-гранатовые сланцы или кварциты → амфиболовые кварциты → магнетито-амфиболовые кварциты.

3) Кварцево-биотитовые туфосланцы → амфиболовые кварциты → магнетито-амфиболовые кварциты.

Эти вариации строения парагенетической ассоциации отличаются от первой разновидности сокращением в мощности или отсутствием элементов ритмов, сложенных гранатовыми разностями кварцитов и появлением в верхних частях ритмов железистых кварцитов небольшой мощности (рис. 39, III—V).

Указанные разновидности парагенетических ассоциаций широко представлены в отложениях второй и третьей рудно-сланцевых пачек кадиозерской свиты Костомукшского месторождения. Они обычно слагают седиментационные ритмы, строение которых свидетельствует о том, что во время их формирования процесс выпадения железа в осадок значительно усилился. Характерно, что большая часть железа была представлена в закисной форме, в результате чего при метаморфизме возникли «безрудные» или с незначительным содержанием магнетита разности

кварцитов. Однако по сравнению с первой разновидностью ассоциации в железистых кварцитах этих парагенетических ассоциаций содержание железа значительно возрастает.

Аналогичное ритмичное строение туфово-глиноземисто-железисто-кремнистой парагенетической ассоциации пород наблюдается в кадиозерской свите Гимольского железорудного месторождения. Здесь также формирование ритмов начиналось с отложения слоистых туфов, которые во времени сменялись глинистыми осадками с примесью туфогенного материала («пятнистые сланцы»). Формирование ритмов завершалось накоплением глиноземисто-железисто-кремнистых и железисто-кремнистых осадков.

Лептитовая глиноземисто-железисто-кварцитовая

В условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма туфогенные сланцы рассмотренной выше туфовой глиноземисто-железисто-кварцитовой ассоциации переходят в лептитовые гнейсы и лептитовидные гнейсо-сланцы. В результате этого возникает своеобразная парагенетическая ассоциация, в которой очень широко развиты лептитовые гнейсы и лептитовидные гнейсо-сланцы, находящиеся в тесной ассоциации с железистыми кварцитами, грюнерито-гранатовыми сланцами и гранатитами. Эта парагенетическая ассоциация пород по строению мало отличается от туфовой железисто-кварцитовой ассоциации пород. Она широко распространена на Межезерском, Тумбареченском железорудных месторождениях, встречается также на Костомукшском месторождении (южная и северная часть).

По существу, эта парагенетическая ассоциация пород является метаморфическим эквивалентом туфовой глиноземисто-железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации. В лептитовой железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации очень часто наблюдается ритмичное строение, которое обусловлено закономерным чередованием лептитовых гнейсов или лептитовидных кварцево-биотитовых гнейсо-сланцев с грюнерито-гранатовыми гнейсо-сланцами, гранатитами и железистыми кварцитами.

Туфовая сланцево-железисто-кварцитовая

Эта парагенетическая ассоциация пород имеет очень широкое распространение в лептито-порфировой железисто-кремнистой формации. Она известна в Костомукшском и Гимольском районах, где входит в состав кадиозерской свиты.

В отличие от туфово-глиноземисто-железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации, характеризующейся хорошо развитыми нижними элементами седиментационных ритмов, представленных исключительно туфосланцами, в рассматриваемой ритмично построенной ассоциации пород в нижних частях ритмов, наряду с кварцево-биотитовыми туфосланцами, широко развиты графитистые кварцево-биотитовые сланцы, талякхлоритовые и биотито-карбонатные сланцы. Значительно возрастают мощности железистых кварцитов, составляющих верхние части седиментационных ритмов.

По набору пород в этой ассоциации выделяется несколько разновидностей, имеющих ритмичное строение, которые могут быть представлены следующими рядами пород (снизу вверх по ритмам):

1) Кварцево-биотитовые туфосланцы → талько-хлоритовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы → амфиболовые или амфиболо-биотитовые кварциты → магнетитовые кварциты.

2) Кварцево-биотитовые туфосланцы → биотито-карбонатные сланцы → талько-хлоритовые сланцы → железистые кварциты.

3) Кварцево-биотитовые туфосланцы → кварцево-биотитовые сланцы с «пятнистой» текстурой (образовались за счет метаморфизма туфового материала с примесью глинистых осадков) → графитистые кварцево-биотитовые сланцы → грюнерито-гранатовые сланцы → грюнеритовые кварциты → грюнерито-магнетитовые кварциты.

4) Кварцево-биотитовые туфосланцы филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы амфиболо-гранатовые сланцы → железистые кварциты.

Первые две ассоциации пород широко распространены в кадиозерской свите Костомукшского месторождения, 3 и 4-я ассоциации характерны для Гимольского района.

В туфовой сланцево-железисто-кварцитовой ассоциации пород Костомукшского месторождения в железистых кварцитах иногда наблюдается крупная ритмичная слоистость, аналогичная ритмичной слоистости железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации. Ритмичность обусловлена закономерным изменением содержания магнетита от подошвы к кровле пластов железистых кварцитов. Мощность рудных ритмов изменяется от 2 до 12 м.

Рассмотренная туфовая сланцево-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород формировалась в более удаленных от вулканических очагов участках бассейна седиментации, чем туфово-глиноземисто-железисто-кремнистая ассоциация (рис. 40).

Об этом свидетельствуют значительное уменьшение мощностей туфогенных пород в строении седиментационных ритмов и резкое возрастание железисто-кварцитовых частей, которые в свою очередь усложнены рит-

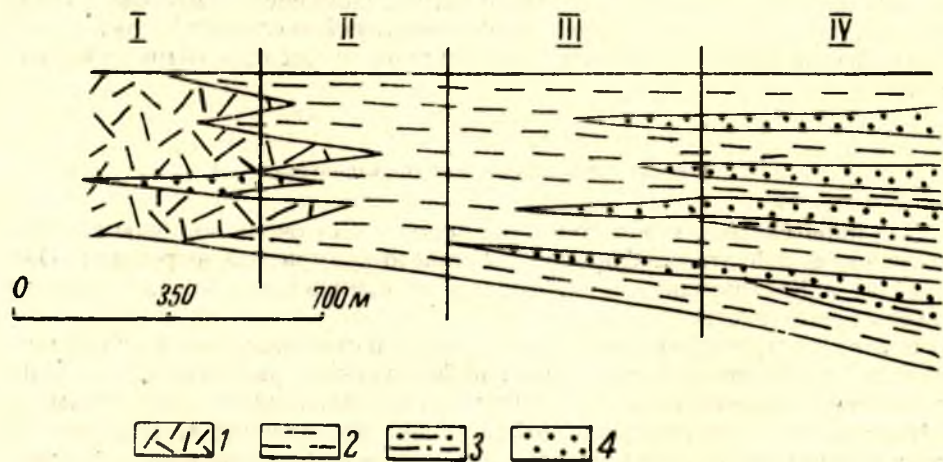


Рис. 40. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород лептитопорфировой железисто-кремнистой формации:

I — плагиопорфиры, геллефлиты, вулканические брекчии; 2 — кварцево-биотитовые туфогенные сланцы с прослоями амфиболо-гранатовых и биотито-гранатовых сланцев; 3 — графитистые кварцево-биотитовые сланцы, обогащенные сульфидами; 4 — железистые кварциты.

I — порфировая железисто-кварцитовая ассоциация пород;

II — туфово-порфировая парагенетическая ассоциация пород;

III — туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород;

IV — туфовая сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород.

мичностью более мелкого масштаба. Крупная ритмичность в железистых кварцитах отражает собой пульсационное поступление рудоносных растворов в бассейн осадконакопления. Формирование ее происходило, вероятно, в удаленных частях бассейна, куда не достигал терригенный и пирокластический материал. «Рудные» ритмы по существу соответствуют по времени своего формирования осадконакоплению материала туфово-глиноземисто-железисто-кремнистой парагенетической ассоциации пород, отлагавшегося вблизи от вулканических очагов. При удалении от вулканических очагов туфово-глиноземисто-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород фациально замещалась третьей и четвертой разновидностями туфовой сланцево-железисто-кремнистой ассоциации пород, в которых железистые кварциты не имеют ритмичной слоистости. И, наконец, еще в большем удалении, куда терригенный материал заносился в незначительном количестве, происходило отложение железисто-кремнистых осадков в виде «рудных» ритмов.

ГЛАВА VI. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ГИМОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Прежде всего необходимо отметить, что метаморфизм пород западной Карелии слабо освещен в литературе. Обобщение материалов по метаморфизму и изучение минеральных ассоциаций в различных породах гимольской серии показало, что метаморфизм этих образований был неоднократным, крайне сложным и неравномерным.

Породы гимольской серии претерпели изменения от низких ступеней метаморфизма (фация зеленых сланцев) до высоких (амфиболитовая фация, ультраметаморфизм).

Изучение площадного размещения минеральных ассоциаций позволяет объединить породы различного исходного состава, но одинаковых ступеней метаморфизма в следующие четыре зоны регионального метаморфизма (рис. 41):

- I — зону зеленосланцевой фации метаморфизма;
- II — зону эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма;
- III — зону амфиболитовой фации;
- IV — зону ультраметаморфизма.

Метаморфические преобразования наиболее отчетливо прослеживаются в железисто-кремнистых породах.

Зона зеленосланцевой фации регионального метаморфизма

Эта зона метаморфизма имеет незначительное распространение. Она известна в районах Совдозерского и Маньгинского железорудных месторождений, где метаморфические породы представлены хлорито-магнетитовыми и карбонато-магнетитовыми кварцитами, порфироидами и хлорито-серицито-кварцево-полевошпатowymi сланцами.

Основными породообразующими минералами железистых кварцитов в зоне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма являются следующие: магнетит, хлорит, карбонаты, биотит, кварц.

Хлорит в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма служит породообразующим минералом безрудных, отчасти малорудных железистых кварцитов. Здесь выделяются две генерации хлорита, различающиеся по времени образования, а также и по составу. Хлорит 1-й генерации (наиболее распространенный) характерен для безрудных и малорудных

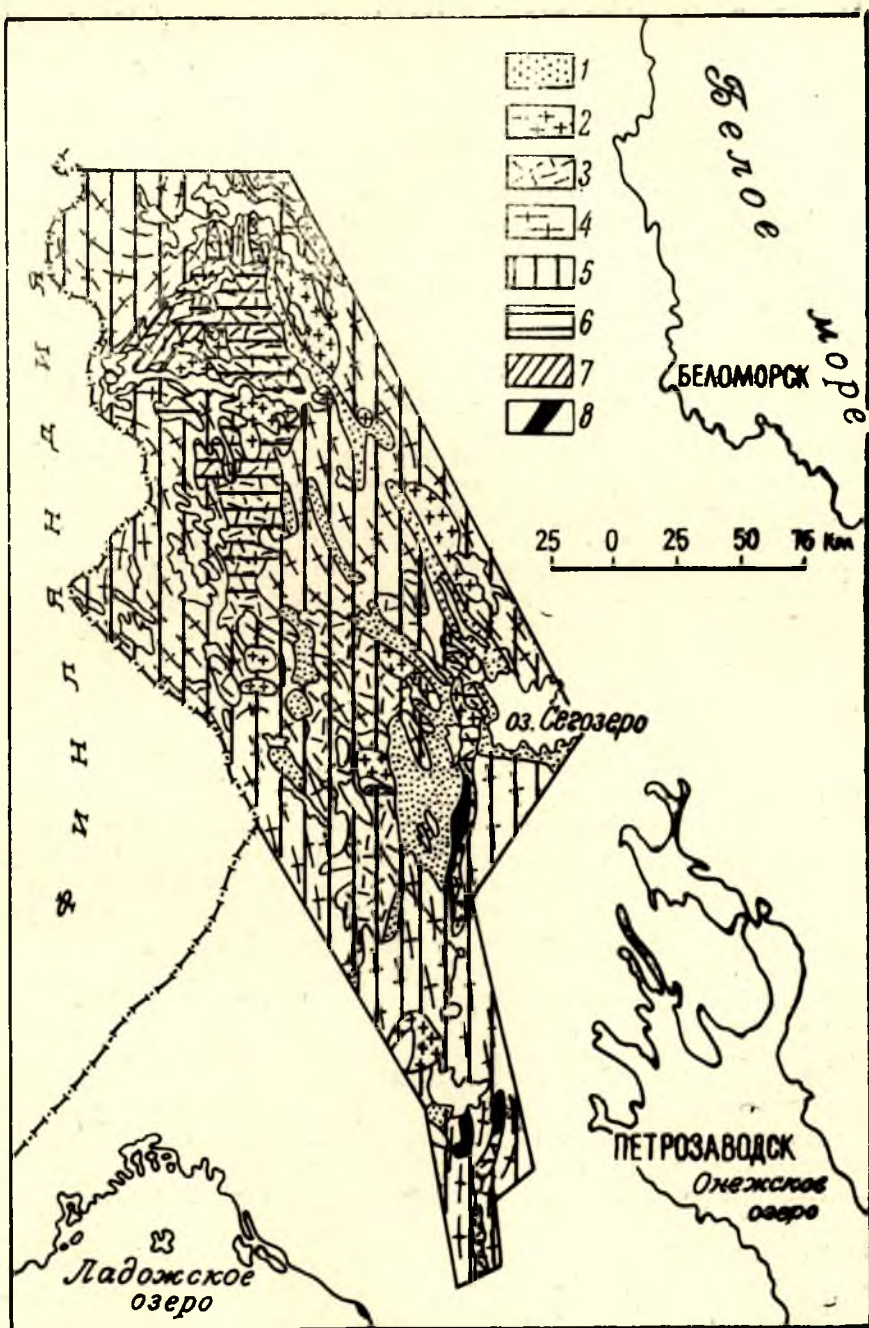


Рис. 41. Схема распределения метаморфических зон в ранних карелидах западной Карелии (составил В. М. Чернов):

Средний протерозой: 1 — ятулий и сарилий (кварциты, кварцито-песчаники, аркозы, конгломераты, метадиабазы, доломиты). Нижний протерозой: 2 — граниты и гранодиориты; 3 — породы гимольской и частично большезерской серий. Архей: 4 — реоморфизованный фундамент гимольской серии (гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, амфиболиты). Зоны регионального метаморфизма: 5 — зона ультраметаморфизма; 6 — зона амфиболитовой фации; 7 — зона эпидот-амфиболитовой фации; 8 — зона фации зеленых сланцев.

кварцитов. Он образует мелкие (0,1—0,2 мм длиной) ориентированные пластинки и листочки, обычно концентрирующиеся в прослойки (табл. XIII, 2). Плеохроирует от бледно-зеленоватого (Np) до зеленого и голубовато-зеленого (Ng); угасание — прямое, удлинение — положительное. Отличается высокими показателями преломления ($N_m = 1,668$) и относится к наиболее железистой разности хлорита — тюрингиту. В шлифах отчетливо наблюдается замещение хлоритом карбоната. По хлориту, в свою очередь, развивается коричневый биотит (2-я генерация), замещающий в различной степени хлорит.

Хлорит 2-й генерации, наиболее обычный в рудных (биотитовых) кварцитах, образует крупные различно ориентированные пластинки (длиной 0,3—1 мм) и веерообразные скопления, содержащие многочисленные включения зерен магнетита (табл. XVI, 4). Он плеохроирует от светло-желтоватого (Np) до зеленого (Ng) с низкой, иногда аномальной (фиолетовой) интерференционной окраской и относится к рипидолиту ($N_m = 1,644$).

Карбонаты в железистых кварцитах Совдозерского месторождения в большинстве случаев являются породообразующими минералами как рудных, так и безрудных железистых кварцитов и сосредоточены в прослоях смешанного состава вместе с магнетитом, кварцем и биотитом (табл. XVI, 3). Содержание карбоната в этих прослоях изменчиво и колеблется от 7—10 до 20—30% объема породы, а в существенно кварцевых прослоях уменьшается до 2—5%. По химическому составу рассматриваемые здесь карбонаты относятся в большинстве случаев к железистой разновидности — анкериту и реже — к кальциту.

Биотит коричневый (2-я генерация) наибольшее распространение имеет в магнетитовых кварцитах Совдозерского месторождения, где нередко играет роль породообразующего минерала и содержание его в породе увеличивается до 20—25%. В железистых кварцитах других месторождений он имеет ограниченное развитие, замещая грюнерит, роговую обманку, зеленый биотит, карбонат. Коричневый биотит в рудах Совдозерского месторождения образует различно ориентированные таблички, лейсты (табл. XVI, 2) и реже — удлиненные в направлении полосчатости породы пластинки и неправильные выделения, замещающие карбонат, хлорит, зеленый биотит. В безрудных и малорудных кварцитах этого же месторождения коричневый биотит развивается по сланцеватости породы, замещая хлорит. По оптическим свойствам коричневый биотит отличается от зеленого биотита (1-я генерация) более низкими показателями преломления ($N_m = 1,594$) и плеохроизмом по схеме: светло-желтоватый (Np), коричневый и буро-коричневый (Ng).

В зоне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма для полосчатых железистых кварцитов, в зависимости от минерального состава прослоев, характерны следующие парагенетические ассоциации минералов:

- 1) магнетит — кварц — биотит;
- 2) магнетит — кварц — хлорит;
- 3) магнетит — кварц — карбонат;
- 4) магнетит — кварц — карбонат — хлорит;
- 5) хлорит — кварц.

Приведенные минеральные ассоциации могут быть скоррелированы с мусковито-хлоритовой субфацией фации зеленых сланцев пелитовых пород регионального метаморфизма, как это сделано Джемсом (James, 1955) для аналогичных парагенетических ассоциаций района Железной реки Северной Америки. Сходные минеральные ассоциации Курской магнитной аномалии отнесены А. А. Глаголевым (1966) к тальково-сидери-

товой фации прогрессивного метаморфизма. Необходимо отметить, что Н. П. Семененко (1956) подобные ассоциации, развитые в Кривом Роге, рассматривает как продукты динамотермального метаморфизма ступени аспидных сланцев.

В кислых эффузивах, ассоциирующих с хлоритовыми железистыми кварцитами, прекрасно сохраняется порфировая структура, образованная крупными вкрапленниками плагиоклаза и кварца (табл. III, 3). Для них характерна минеральная ассоциация: кварц — альбит — биотит (мусковит).

Зона эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма

Эта зона метаморфизма в настоящее время известна в Костомукшском районе и на Гимольском месторождении. Здесь в отличие от зеленосланцевой зоны железисто-кремнистые породы преобразованы в грюнеритосодержащие железистые кварциты, в которых отчетливо устанавливаются две генерации минералов, возникшие, вероятно, под влиянием двух этапов метаморфизма.

Среди железистых кварцитов в зоне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма выделяются следующие петрографические различия: грюнеритовые, грюнерито-магнетитовые, магнетито-грюнерито-биотитовые, рибекито-магнетитовые полосчатые кварциты. В зависимости от минералогического состава, породообразующими минералами в них служат: кварц, магнетит, грюнерит, биотит, рибекит, реже микроклин. Ниже приводится подробная характеристика этих минералов.

Кварц — один из основных породообразующих минералов железистых кварцитов. Содержание его несколько уменьшается при переходе от богатых (55—30%) к бедным рудам (50—20%) и безрудным кварцитам (40—12%) (рис. 21; табл. 6, 8, 10).

По времени образования выделяются три генерации кварца: 1) кварц первичный (ранний), мелкозернистый, загрязненный магнетитом; 2) кварц перекристаллизованный (поздний), более крупнозернистый и 3) кварц прожилков.

Кварц первичный образует в основном существенно кварцевые (реже — смешанные) прослои в магнетитовых кварцитах. Он представлен очень мелкими (до 0,5 мм), в различной степени загрязненными магнетитовой пылью изометричными зернышками, среди которых нередко выделяются отдельные более крупные зерна или участки зерен чистого, перекристаллизованного (более позднего) кварца (табл. XIII, 3а).

Кварц поздний, более крупнозернистый (наиболее обычный для железистых кварцитов), образуется за счет перекристаллизации раннего, запыленного магнетитом кварца. Он формирует (наряду с первичным кварцем) кварцевые, а также существенно рудные и смешанные прослои. При этом в существенно кварцевых прослоях (обычно содержащих примесь мелких зернышек магнетита, карбоната, амфиболов) этот более поздний кварц образует такие же по форме и характеру ограничения зерна, что и кварц ранней генерации. Отличается от него только более крупными размерами зерен (0,1—0,3 мм) и незагрязненностью магнетитовой пылью (табл. XIII, 3б, в). Структура кварцевых прослоев — микрогранобластовая, нередко мозаичная. В магнетитовых прослоях и прослоях смешанного состава кварц образует резко ксеноморфные зерна (размером 0,1—0,15 мм), занимающие промежутки между основными породообразующими минералами. Для кварца обеих генераций характерно отсутствие волнистого угасания.

Описанные выше две генерации кварца обычно тесно связаны между собой, и в магнетитовых кварцитах можно наблюдать микрослоистое строение как существенно рудных, так и существенно кварцевых прослоев. Микрослоистый характер существенно кварцевых прослоев обусловлен чередованием внутри сравнительно крупного прослоя слоечков мелкозернистого, загрязненного магнетитом кварца (первичного) и прослоев более крупнозернистого, перекристаллизованного (более позднего) кварца, содержащего также более крупные зернышки и сростки магнетита. Нередко среди такого «чистого» перекристаллизованного кварца наблюдаются только отдельные пятна и линзочки «загрязненного» (первичного) кварца.

Кварц прожилков формирует как согласные, так и секущие сланцеватость жилки мощностью 0,1—0,4 мм. Они сложены изометричными зернами кварца различных размеров (от 0,1 до 0,3 мм), часто с извилистыми контурами, для которых характерно волнистое угасание. По составу выделяются кварцевые (содержащие примесь мелких зерен карбоната, магнетита, амфибола) и карбонато-кварцевые жилки.

Магнетит наряду с кварцем служит главным породообразующим минералом железистых кварцитов, в которых составляет от 35 до 60% объема породы. В породах силикатного типа (безрудные кварциты) содержание магнетита уменьшается до 5—25% или последний вовсе отсутствует. Как и для кварца, по времени образования выделяется несколько генераций магнетита: магнетит первой генерации (ранний); магнетит второй генерации, образовавшийся в результате перекристаллизации и сегрегации в сростки первичного магнетита, и магнетит порфиروبластический (3-я генерация), образующий крупные (1—2 мм) порфиробласты, обычно секущие полосчатую текстуру породы. Основную массу руды составляет магнетит 2-й генерации.

Первичный магнетит (1-я генерация) в виде рудной пыли, состоящей из мелких кристалликов величиной 0,01—0,03 мм, концентрируется в основном в кварцевых прослоях породы, «загрязняя» их (табл. XIII, 46). Этот тонкозернистый магнетит сегрегируется с образованием более крупных зернышек и концентрацией их в нечетко выраженные прослойки, в результате чего существенно кварцевые (с магнетитом) прослои приобретают микрослоистый характер.

Магнетит в большинстве случаев образует различной (0,1—0,2 мм) величины и формы сростки (2-я генерация), обычно равновеликие или удлинённые в направлении полосчатости породы (табл. XIII, 46), реже — отдельные мелкие (0,02—0,05 мм) зернышки округлой, удлинённой и октаэдрической формы. Магнетит сростков концентрируется, как правило, в прослоях смешанного состава совместно с кварцем и каким-либо минералом из группы железистых силикатов (амфиболом, биотитом), карбонатом с резкими или неотчетливыми контактами смежных прослоев (табл. XII). Магнетит в виде мелких зерен и сростков наблюдается обычно включенным в зерна других породообразующих минералов 1 и 2-й генерации.

Судя по форме и характеру развития, магнетит второй и третьей генераций образовался в результате перекристаллизации магнетита первой генерации.

Грюнерит — наиболее распространенный минерал железистых кварцитов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Он входит в состав в основном бедных руд и безрудных кварцитов (в количестве от 20 до 40% объема породы). В существенно магнетитовых кварцитах грюнерит присутствует как второстепенный минерал, и содержание его здесь не превышает 10—15%. Наблюдаются две генерации грюнерита. Грюне-

Оптические свойства грюнерита

№ шлифа	Минерал	Генерация	C : Ng	2V(—)	Ng'	Np'	$N_{\alpha}-N_{\beta}$	Порода	Место взятия (месторождение)
85—26	Грюнерит	1-я	12°	82°	1,704	1,680	0,024	Грюнерито-магнетитовый кварцит	Костомукшское
20—21	Грюнерит	"	12—14°	80—82°	1,706	1,684	0,025	Биотито-грюнеритовый магнетитовый кварцит	"
29—12	Грюнерит	"	12°	84°	1,710	1,694— —1,698	0,023	Биотито-грюнеритовый кварцит	"
20—10	Грюнерит (порфи-робла-стиче-ский)	2-я	—	—	1,720	1,678	—	Грюнерито-биотитовый кварцит	"
55—3	Грюнерит	1-я	12°	84°	1,702	1,665	0,030	Роговообманково-грюнеритовый магнетитовый кварцит	Межезерское
3—14 ^a	Грюнерит	"	14°	86°	—	—	0,037	Грюнерито-роговообманковый магнетитовый кварцит	Тумбареченское

рит первой генерации образует бесцветные или желтоватые удлиненно-призматические и игольчатые кристаллики длиной 0,2—1 мм, располагающиеся в плоскости сланцеватости породы, подчеркивая линейность (табл. XII, 3—6). В рудных прослоях грюнерит обычно заполняет неправильные промежутки между сростками магнетита и имеет ксеноморфные контуры (табл. XII, 3). Значительно реже (в железистых породах Костомукшского месторождения) грюнерит образует более крупные зерна (2-я генерация), обычно прорастающие микрослоистость пород (табл. XIV, 6).

Порфиробластический грюнерит 2-й генерации (табл. 31, анализ 9), по оптическим свойствам почти не отличающийся от грюнерита 1-й генерации (табл. 30), в химическом отношении является менее железистым и значительно более магнезиальным, чем мелкозернистый грюнерит 1-й генерации (анализы 7, 8). При повышении степени метаморфизма грюнерит замещается сине-зеленой роговой обманкой (табл. XV, 1). Этот процесс наблюдается в различных масштабах — от появления узких каемочек или пятен сине-зеленой роговой обманки по краям зерен грюнерита до полного замещения всего зерна. Грюнерит 1-й генерации также замещается зеленым биотитом (1-я генерация — табл. XV, 2) и, реже, грюнерит 1 и 2-й генераций замещается коричневым биотитом (2-я генерация — табл. XV, 3).

Рибекит — наиболее распространенный щелочный минерал, известен на Костомукшском месторождении. Он концентрируется в основном

в рудных (кварцево-магнетитовых) прослоях породы в виде ориентированных удлинено-призматических кристалликов длиной 0,2—0,8 мм (рибекит 1-й генерации — табл. XII, 1). По интенсивности окраски выделяется две разновидности рибекита 1-й генерации (обычно не встречающиеся вместе): светлый и более темный рибекит, несколько различающиеся между собой оптически, химически и, очевидно, также временем образования.

Таблица 31

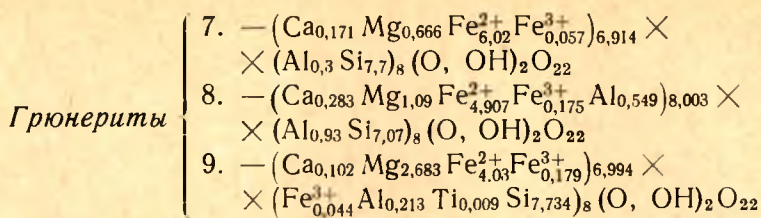
**Химические анализы рибекита, актинолита и грюнерита
(Костомукшское месторождение)**

Окислы	Рибекит (1-я генерация)			Порфи- р- бласси- ческий рибе- кит (2-я генерация)	Актинолит (1-я генерация)		Грюнерит (1-я генерация)		Грюне- рит (2-я гене- рация)
					зеленый	голубова- то-зеленый			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,77	52,64	53,44	53,21	53,37	53,75	48,54	43,61	50,0
TiO ₂	0,18	0,19	0,08	0,15	0,12	0,12	следы	следы	0,08
Al ₂ O ₃	1,50	1,45	0,90	2,15	1,40	1,43	1,59	7,79	1,14
Fe ₂ O ₃	16,51	17,82	17,70	16,63	2,90	7,06	0,30	1,44	1,97
FeO	7,23	6,0	8,20	5,15	15,80	5,68	45,45	36,24	31,15
MnO	—	—	0,03	0,04	0,23	0,06	0,10	—	—
MgO	11,37	11,20	9,97	12,71	12,98	16,34	2,85	4,51	11,63
CaO	0,50	1,80	0,83	2,38	10,32	10,42	1,03	1,64	0,63
Na ₂ O [×]	не опр.	не опр.		4,99	0,52	2,16	не опр.	—	—
K ₂ O [×]	"	"		0,50	0,30	0,30	"	—	—
H ₂ O ⁻	"	"	0,08	0,47	0,13	0,19	—	—	—
H ₂ O ⁺	"	"		1,76	—	—	—	—	—
П. п. п.	3,47	3,23	2,77	0,64	2,40	2,60	0,03	—	—
Сумма	93,53	93,61	94,0	100,31	100,47	100,11	99,98	99,27	100,0

Аналитик В. А. Доильнищина

Ф о р м у л ы:

- | | | |
|-------------------|----|--|
| <i>Рибекиты</i> | 1. | $-(\text{Na}_{...} \text{K}_{...} \text{Ca}_{0,08}) \dots (\text{Mg}_{2,48} \text{Fe}_{0,87}^{2+} \text{Fe}_{1,65}^{3+})_{5,0} \times$
$\times (\text{Fe}_{0,13}^{3+} \text{Al}_{0,25} \text{Ti}_{0,02} \text{Si}_{7,6})_8 (\text{O}, \text{OH})_2 \text{O}_{22}$ |
| | 2. | $-(\text{Na}_{...} \text{K}_{...} \text{Ca}_{0,17}) \dots (\text{Mg}_{2,42} \text{Fe}_{0,84}^{2+} \text{Fe}_{1,83}^{3+})_{5,09} \times$
$\times (\text{Fe}_{0,1}^{3+} \text{Al}_{0,252} \text{Ti}_{0,024} \text{Si}_{7,624})_8 (\text{O}, \text{OH})_2 \text{O}_{22}$ |
| | 3. | $-(\text{Na}_{...} \text{K}_{...} \text{Ca}_{0,128}) \dots (\text{Mg}_{2,15} \text{Fe}_1^{2+} \text{Fe}_{1,85}^{3+})_5 \times$
$\times (\text{Fe}_{0,08}^{3+} \text{Al}_{0,16} \text{Ti}_{0,01} \text{Si}_{7,75})_8 (\text{O}, \text{OH})_2 \text{O}_{22}$ |
| | 4. | $-(\text{Na}_{1,39} \text{K}_{0,09} \text{Ca}_{0,37} \text{Mg}_{0,13})_{1,98} (\text{Mg}_{2,58} \text{Fe}_{0,62}^{2+} \text{Fe}_{1,80}^{3+})_5 \times$
$\times (\text{Al}_{0,37} \text{Ti}_{0,02} \text{Si}_{7,63})_{8,01} (\text{O}, \text{OH})_2 \text{O}_{22}$ |
| <i>Актинолиты</i> | 5. | $-(\text{Na}_{0,08} \text{K}_{0,03} \text{Ca}_{1,62} \text{Mn}_{0,03} \text{Mg}_{0,24})_2 \times$
$\times (\text{Mg}_{2,60} \text{Fe}_{1,94}^{2+} \text{Fe}_{0,16}^{3+} \text{Al}_{0,30})_5 (\text{Al}_{0,16} \text{Ti}_{0,01} \text{Si}_{7,83})_8 \times$
$\times \text{O}_{22} [\text{OH}_{1,88} \text{O}_{0,2}]_2$ |
| | 6. | $-(\text{Na}_{0,30} \text{K}_{0,03} \text{Ca}_{1,64} \text{Mn}_{0,01} \text{Mg}_{0,03})_2 \times$
$\times (\text{Mg}_{3,54} \text{Fe}_{0,70}^{2+} \text{Fe}_{0,38}^{3+} \text{Al}_{0,37})_5 (\text{Al}_{0,16} \text{Ti}_{0,01} \text{Si}_{7,89})_8 \times$
$\times \text{O}_{22} [\text{OH}_{1,67} \text{O}_{0,33}]_2$ |



Порода, из которой выделена мономинеральная фракция: 1, 2, 3, 4 — рибекито-магнетитовые кварциты (обр. 92—25, 114—41, 32—2, 60—1); 5, 6 — биотито-актинолитовые кварциты (обр. 129—37, 164—4); 7 — биотито-грюнеритовый кварцит (обр. 140—11); 8 — грюнерито-магнетитовый кварцит (обр. 108—33); 9 — грюнерито-биотитовый магнетитовый кварцит (обр. 40—50).

Щелочи в анализах 1—3 не определялись ввиду недостаточного количества отобранного материала для анализа.

Темный рибекит плеохроирует от светло-желтого по Ng к темно-фиолетовому по Nm и зеленовато-синему по Np (схема абсорбции $\text{Np} > \text{Nm} > \text{Ng}$). Светлый рибекит при том же характере плеохроизма отличается более светлыми тонами окраски. Оптически (см. табл. 32) темный рибекит характеризуется более высокими показателями преломления, что свидетельствует о принадлежности его к более железистым амфиболам ряда глаукофан-рибекит, чем светлый рибекит. Между темным и светлым рибекитом имеются постепенные переходы. В свою очередь, светлый рибекит постепенно переходит в еще более бледноокрашенный амфибол кроссит.

Судя по результатам химических анализов мономинеральных фракций рибекита (табл. 31) и сравнения их с составом щелочных амфиболов железистых пород криворожской серии (Елисеев и др., 1961), описываемый здесь рибекит по химическому составу соответствует родузиту, хотя оптически (см. табл. 32) не отличается от рибекита. Порфиروبластический рибекит (родузит) 2-й генерации, оптически аналогичный рибекиту (родузиту) 1-й генерации, в химическом отношении является только несколько более магнезиальным и менее железистым (см. табл. 31), чем рибекит 1-й генерации. Рибекит 1-й генерации в ряде случаев замещает анкерит (табл. XIV, 2), а также кроссит и актинолит первых генераций в виде небольших пятен и узких каемок (табл. XIV, 3). В свою очередь, рибекит 1-й генерации замещается эгирином, что отчетливо наблюдается в эгирин-рибекитовых магнетитовых кварцитах и, в небольшой степени, биотитом 1 и 2-й генераций.

Из отмеченных выше взаимоотношений рибекита с другими минералами устанавливается, что рибекит (1-я генерация) — более поздний минерал по отношению к анкериту, а также кросситу и актинолиту 1-х генераций и более ранний — по отношению к эгирину, биотиту и мусковиту.

Биотиты распространены в основном в железистых кварцитах Костомукшского месторождения. Содержание биотита в богатых рудах обычно невелико (3—13%), увеличиваясь в бедных разностях руд до 20—25%, и достигает максимального (30—45%) в безрудных (биотитовых) кварцитах (табл. 6, 8, 10).

Среди биотитов железисто-кремнистых пород выделяются две разновидности, резко различающие по оптическим константам и времени образования: биотит 1-й генерации (зеленый) и биотит 2-й генерации (коричневый).

Биотит 1-й генерации (зеленый) резко преобладает в железистых кварцитах. В богатых рудах биотит наблюдается в рудных пропластах породы, заполняя неправильные промежутки между магнетитом

Оптические свойства щелочных амфиболов железисто-кремнистых пород

№ шлифа	Минерал	Генерация	C : Ng	2V(—)	Ng'	Np'	Ng—Np	Порода	Место взятия (месторождение)
96—26	Рибекит (темный)	1-я	82°	большой	1,690	1,682	0,008	Рибекитовый магнетитовый кварцит	Костомукшское
44—19	Рибекит (светлый)	"	84°	"	1,686	1,674—1,678	0,012—0,008	"	"
60—1	Рибекит	2-я	—	—	1,686	1,672	0,014	"	"
129—19	Кроссит	1-я	6° (C : Nm)	50—51°	1,666	1,654	0,013	Кросситовый магнетитовый кварцит	"
145—15	"	2-я	—	—	1,670	1,660	0,10	Эгирин-кросситовый магнетитовый кварцит	"
83—14	"	1-я	5° (C : Nm)	41°	1,668	1,660	0,008	Биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит с кросситом	Межезерское
103—24	Кроссит (переходная к актинолиту разность)	"	7° (C : Nm)	54°	1,663	1,643	0,016	Биотито-кросситовый магнетитовый кварцит	"
60—8	Актинолит	"	16°	74°	1,658—1,660	1,638—1,640	0,023	Биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит	Костомукшское
129—25	Актинолит (переходная к кросситу разность)	"	13—14°	60—62°	—	—	0,020	"	"
164—4	Актинолит	"	14°	64°	1,652	1,632	0,022—0,023	"	"
83—14	"	"	10°	79—80°	1,668	1,645	0,023	Биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит с кросситом	Межезерское
1—24	"	"	10°	64—65°	—	—	0,023	Биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит	"

(табл. XVI, 1) или концентрируется в виде субпараллельно ориентированных пластинок (длиной 0,1—0,8 мм) совместно с магнетитом, кварцем, амфиболом. В бедных рудах биотит располагается как в существенно рудных прослоях, так и образует небольшие по мощности прослойки, содержащие примесь других минералов. В безрудных кварцитах он образует обычно сплошные прослои, состоящие из мелких ориентированных пластинок и листочков. Кроме такого мелколистоватого ориентированного биотита, в магнетитовых кварцитах наблюдается также крупнопластинчатый порфиробластический биотит (табл. XV, 6), очевидно, более поздний. По оптическим свойствам порфиробластический биотит отличается от мелколистоватого меньшей величиной показателя преломления (табл. 33).

По характеру плеохроизма среди зеленого биотита 1-й генерации различаются в свою очередь: биотит зеленый (преобладает), плеохроирующий от светло-желтого (реже — желтого) по N_p до зеленого и темно-зеленого по N_g ; и биотит зеленовато-коричневый, плеохроирующий от светло-желтого по N_p до зеленовато-коричневого по N_g . Между этими биотитами наблюдаются постепенные переходы. По оптическим свойствам (показателю преломления) эти биотиты не различаются.

По химическому составу зеленый биотит (1-я генерация) железистых кварцитов Костомукшского месторождения (табл. 34, анализы 1, 2) от-

Таблица 33

Оптические свойства биотитов

№ образца или шлифа	Генерация	Плеохроизм		N_g	Порода	Место взятия (месторождение)
		N_p	N_g			
34—15	Порфиробластический	Светло-желтый	Зеленый	1,616	Биотито-магнетитовый кварцит	Костомукшское
118—13	1-я генерация	Светло-желтый	Зеленый, темно-зеленый	1,622	"	
208—32		Светло-желтовато-зеленый	Буро-зеленый	1,650	"	
129—25		Светло-желтый	Бурый, зеленовато-коричневый	1,646	Биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит	
217—34		Светло-желтый, зеленовато-желтый	Зеленый, темно-зеленый	1,672	Биотито-грюнеритовый магнетитовый кварцит	
161—29		Светло-желтый	Зеленовато-коричневый	1,666	Биотито-роговообманковый магнетитовый кварцит	
103—30		Желтый	Зеленый	1,641	Биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит	Межезерское
217	2-я генерация	Светло-желтый	Буро-коричневый	1,606	Карбонато-биотито-магнетитовый кварцит	Костомукшское

личается от биотита безрудных кварцитов (анализы 3, 4, 5) меньшим содержанием глинозема, закисного железа и значительно большим содержанием окиси магния. Порфиروبластический биотит (анализ 1) является менее железистым и более магнезиальным.

Из взаимоотношений биотита с основными породообразующими минералами устанавливается, что зеленый биотит 1-й генерации замещает

Таблица 34

Химические анализы зеленого биотита (1-я генерация)
Костомукшское месторождение

Окислы	Порфиробла- стический биотит	Биотит из основной массы породы			
	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,08	34,91	31,72	34,36	34,60
TiO ₂	0,76	0,38	0,66	0,56	0,63
Al ₂ O ₃	11,99	12,50	16,46	16,95	16,80
Fe ₂ O ₃	7,07	9,37	6,30	4,61	2,86
FeO	11,98	17,50	27,59	24,93	26,24
MnO	0,13	0,17	0,06	0,05	0,14
MgO	17,62	11,34	4,30	5,75	5,25
CaO	не обн.	следы	следы	следы	0,28
Na ₂ O	0,22	0,21	0,35	0,27	0,30
K ₂ O	9,14	8,28	7,48	7,94	7,48
H ₂ O ⁻	0,16	(2,19)	0,65	0,41	0,18
H ₂ O ⁺	—	4,95	не опр.	2,73	не опр.
П. п. п.	3,71	0,78	4,86	1,69	1,69
Сумма	99,86	100,39	100,43	100,25	100,25

Аналитик В. А. Доильницына

Ф о р м у л ы:

1. — (H, Na_{0,03}K_{0,88})_{1,0} (Mg_{1,96}Mn_{0,01}Fe_{0,75}²⁺Fe_{0,28}³⁺)₃ ×
× (Fe_{0,12}³⁺Al_{1,06}Ti_{0,04}Si_{2,78})₄ (OH)₂
2. — (H, Na_{0,03}K_{0,83})_{1,0} (Mg_{1,33}Mn_{0,01}Fe_{1,16}²⁺Fe_{0,51}³⁺) ×
× (Fe_{0,045}³⁺Al_{1,175}Ti_{0,02}Si_{2,76})₄ (O_{0,3}OH)₂
3. — (H, Na_{0,05}K_{0,78})_{1,0} (Mg_{0,52}Mn_{0,044}Fe_{1,87}²⁺Fe_{0,38}³⁺Al_{0,142}Ti_{0,044})₃ ×
× (Al_{1,43}Si_{2,57})₄ (O_{0,178}OH)₂
4. — (H, Na_{0,004}K_{0,81})_{1,0} (Mg_{0,683}Mn_{0,002}Fe_{1,662}²⁺Fe_{0,278}³⁺Al_{0,374})₃ ×
× (Al_{1,222}Ti_{0,034}Si_{2,744})₄ (O_{0,232}OH)₂
5. — (H, Na_{0,05}K_{0,77})_{1,0} (Mg_{0,63}Mn_{0,01}Fe_{1,775}²⁺Fe_{0,17}³⁺Al_{0,43})₃ ×
× (Al_{1,17}Ti_{0,04}Si_{2,79})₄ (O_{0,46}OH)₂

Породы, из которых были отобраны мономинеральные фракции биотита: анализ 1 — биотито-магнетитовый кварцит (обр. 89—44); 2 — карбонато-биотито-магнетитовый кварцит (обр. 129—37); 3 — безрудный амфиболо-биотитовый кварцит с магнетитом (обр. 196—20); 4 — безрудный биотитовый кварцит с тонкими прослойками магнетита (обр. 185—14); 5 — безрудный биотитовый кварцит с гранатом (обр. 177—33).

карбонаты (анкерит и магнезидоломит) и железистые силикаты 1-й генерации: актинолит (табл. XIV, 4), грюнерит (табл. XV, 2). Реже и в незначительной степени отмечено замещение биотитом рибекита и кроссита. В свою очередь, по этому биотиту развиваются минералы 2-й генерации: актинолит (табл. XIV, 5), коричневый биотит, хлорит и синезеленая роговая обманка 1-й и 2-й генераций.

Из указанных выше взаимоотношений зеленого биотита с породообразующими минералами устанавливается, что биотит 1-й генерации по времени образования более поздний, чем анкерит, магнезидоломит и амфиболы 1-й генерации: актинолит, грюнерит, рибекит и кроссит; и более ранний по отношению к минералам 2-й генерации: актинолиту, грюнериту, коричневому биотиту, синезеленой роговой обманке и хлориту.

Биотит 2-й генерации (коричневый) встречается в незначительном количестве в железистых кварцитах большинства районов. Он не образует самостоятельных форм, а развивается как вторичный в основном по грюнериту 1-й (табл. XV, 3) и 2-й генераций. В незначительной степени (по трещинам внутри зерен) он замещает также актинолит, зеленый биотит и синезеленую роговую обманку, являясь самым поздним минералом железисто-кремнистых пород.

Микроклин отмечен только в железистых кварцитах Костомукшского месторождения и наиболее распространен в рибекитовых и актинолитовых разностях руд. Содержание его в породах обычно невелико (до 5%), в отдельных случаях увеличивается до 20% объема породы. Микроклин в виде мелких (0,05—0,4 мм) изометричных зерен концентрируется в нерудных или смешанных прослоях породы. В рудных прослоях он образует ксеноморфные зерна, содержащие включения зерен магнетита и кварца. По отношению к основным породообразующим минералам микроклин является более поздним.

Как видно из описания минералов железисто-кремнистых пород, в зоне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма наблюдаются следующие парагенетические ассоциации минералов:

- 1) магнетит — грюнерит — кварц,
- 2) магнетит — грюнерит,
- 3) магнетит — грюнерит — карбонат — кварц,
- 4) магнетит — биотит (1 ген.) — кварц,
- 5) магнетит — биотит (1 ген.) — карбонат — кварц,
- 6) магнетит — биотит (1 ген.) — грюнерит — кварц,
- 7) магнетит — рибекит — кварц — микроклин (карбонат),
- 8) магнетит — гематит — рибекит — кварц,
- 9) магнетит — рибекит — кварц,
- 10) в железистых кварцитах, обогащенных глиноземом, появляется минеральная ассоциация: магнетит — грюнерит — кварц — гранат.

Приведенное описание минералов железистых кварцитов и минеральных ассоциаций показывает, что минералообразование в указанных породах протекало в два этапа. В первый этап кристаллизовались карбонаты (анкерит и магнезидоломит) и первые генерации грюнерита, являющиеся минералами прогрессивного метаморфизма. В конечную стадию метаморфизма образовались 1-е генерации рибекита и биотита (табл. 35). Во второй этап минералообразования под влиянием повторного метаморфизма кристаллизовались минералы 2-й генерации, имеющие незначительное развитие в железистых кварцитах. Как и в первый этап минералообразования, в конечную стадию этого процесса кристаллизовались 2-е генерации щелочных минералов (рибекит и биотит).

Таким образом, отложения гимольской серии в зоне эпидот-амфиболитовой фации испытали, по крайней мере, двухкратный и сложный метаморфизм, приведший к появлению большого разнообразия минеральных ассоциаций.

Зона амфиболитовой фации метаморфизма

Зона амфиболитовой фации метаморфизма имеет наиболее широкое распространение и известна почти во всех железорудных районах. Она представлена различными амфиболовыми сланцами (нижняя толща Совдозерского района), лептитовыми гнейсами, гнейсо-сланцами, биотитовыми, гранатовыми и ставролитовыми гнейсами, роговообманковыми и актинолитовыми магнетитовыми кварцитами.

Одним из главных критериев для отнесения пород к амфиболитовой фации метаморфизма служит (для железисто-кремнистых пород) переход грюнерита в роговую обманку. В алюмосиликатных и магнезиальных породах в этой зоне происходит сильная перекристаллизация, приводящая к преобразованию их в гнейсы и амфиболиты. При этом в глиноземистых парапородах наряду с гранатом появляются ставролит, кианит, иногда силлиманит, и кордиерит; альбит переходит в олигоклаз и андезин.

В районе Межезерского месторождения породы этой зоны метаморфизма располагаются в экзоконтакте интрузии протерозойских плагиогранитов в виде полосы шириной 0,5—2 км. В Костомукшском районе породы амфиболитовой фации метаморфизма приурочены к корневым частям тектонических структур и имеют незначительное распространение. В Большезерском железорудном районе, где наиболее широко распространены породы амфиболитовой фации метаморфизма, характерными парагенетическими ассоциациями минералов для алюмосиликатных пород являются следующие (по М. М. Стенарю):

- 1) кварц — ставролит — гранат — биотит,
- 2) кварц — ставролит — андалузит — биотит,
- 3) кварц — кианит — мусковит — плагиоклаз,
- 4) кварц — силлиманит — мусковит — микроклин,
- 5) кварц — кордиерит — гранат — биотит (мусковит).

Первая парагенетическая ассоциация наблюдается также и в отложениях кадиозерской свиты Костомукшского района. Эта ассоциация устойчива в условиях ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Третья ассоциация относится к кианито-альмандино-мусковитовой, а четвертая — к силлиманито-альмандино-мусковитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма (по Тернеру и Ферхугену, 1961).

Вторая и пятая минеральные ассоциации возникли, вероятно, под влиянием интрузии протерозойских гранитов и могут быть отнесены к роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма.

В породах глинисто-мергелистого состава, богатых железом и широко представленных кварцево-амфиболовыми и гранато-амфиболовыми сланцами в нижней толще Костомукшского района, наблюдаются следующие минеральные ассоциации:

- 1) роговая обманка — андезин — кварц,
- 2) роговая обманка — гранат — кварц,
- 3) кварц — роговая обманка — куммингтонит — гранат.

Вышеприведенные ассоциации соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Характерной парагенетической ассоциацией для лептитовых гнейсов, образовавшихся за счет кислых эффузивов и их туфов, является кварц — андезин — биотит (мусковит).

В железисто-кремнистых породах, представленных роговообманково-магнетитовыми кварцитами и сланцами, актинолитовыми и биотито-актинолитовыми магнетитовыми кварцитами, как уже говорилось, типоморфными минералами являются синие-зеленая роговая обманка и актинолит.

Роговая обманка (синие-зеленая) — породообразующий минерал существенно роговообманковых магнетитовых кварцитов. Она образует удлиненно-призматические (длиной 0,2—0,8 мм), ориентированные в одном направлении (1-я генерация) и неправильные зерна (в рудных прослоях породы), занимающие промежутки между магнетитом. Реже роговая обманка присутствует в виде крупных различно ориентированных порфириобласт (2-я генерация). Для роговой обманки отмечается отчетливый плеохроизм по схеме: Np — светло-зеленый и зеленовато-желтый. Nm — темно-зеленый, Ng — синие-зеленый. Наряду с такой темноокрашенной роговой обманкой встречаются также более светлые ее разновидности со слабо выраженным плеохроизмом. Оптические константы синие-зеленой роговой обманки приведены в табл. 35. Более высокие (по сравнению с обычными) показатели преломления, а также синие-зеленые тона плеохроизма свидетельствуют о содержании в ее составе щелочной молекулы и об увеличенном содержании окислов железа.

Синие-зеленая роговая обманка замещает грюнерит 1-й и 2-й генерации с образованием частичных или полных псевдоморфоз (табл. XV, 1). В железистых кварцитах наблюдаются различные стадии такого замещения. В безрудных кварцитах нередко можно видеть послойный характер замещения роговой обманкой грюнерита, когда в породе чередуются прослои грюнеритового состава, почти не затронутые замещением, с прослоями, нацело замещенными роговой обманкой. Значительно реже наблюдается замещение роговой обманкой карбоната и коричнево-зеленого биотита 1-й генерации. В свою очередь, роговая обманка (1 и 2-й генераций) в незначительной степени (с краю зерен и по трещинкам спайности) замещается коричневым биотитом (2-я генерация).

Актинолит имеет небольшое распространение и известен в рудах Костомукшского и Межезерского месторождений. Он образует удлиненные ориентированные призматические кристаллики, нередко с изрезанными боковыми гранями длиной 0,2—1 мм (1-я генерация), концентрирующиеся в существенно рудных или смешанных (совместно с магнетитом и кварцем) прослоях (табл. XII, 2), реже составляет отдельные прослойки. Порфириобластический актинолит (2-я генерация), встреченный в отдельных шлифах, образует крупные пойкилопорфириобласты (табл. XIV, 5) и удлиненно-призматические зерна размером в 0,3—1,5 мм в поперечнике, ориентированные в направлении сланцеватости породы, реже — секущие сланцеватость. Актинолит в шлифе светлый и плеохроитует от бесцветного и бледно-зеленоватого (по Np) до голубовато-зеленого, реже зеленого (по Ng). Судя по оптическим константам (табл. 32), актинолит железистых кварцитов в большинстве случаев имеет несколько необычный характер и отличается от типичного актинолита меньшими величинами угла оптических осей и двупреломления, несколько большими показателями преломления. Химические анализы (табл. 31, анализы 5, 6) 2-х мономинеральных фракций этого минерала показывают, что акти-

Оптические свойства роговой обманки, эгирин-диопсида и эгирина железистых кварцитов лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

№ шлифа	Минерал	Генерация	C : Ng	2V(—)	Ng'	Np'	Ng—Np	Порода	Место взятия (месторождение)
115—59	Роговая обманка (синезеленая)	2-я	17°	56°	1,694	1,672	0,022	Роговообманково-биотитовый кварцит	Костомукшское
55—3	"	1-я	8°	63°	1,690	1,666	0,024	Роговообманково-грюнеритовый магнетитовый кварцит	Межезерское
3—14 ^a	"	"	8°	55°	—	—	0,020	Магнетито-грюнерито-роговообманковый кварцит	Тумбареченское
14—27	"	"	14°	64°	—	—	0,022	Роговообманково-грюнеритовый кварцит с гранатом	Гимольское
145—15	Эгирин-диопсид	"	c : N ₇ p	—50—56°	—	—	0,034	Эгирин-кросситовый магнетитовый кварцит	Костомукшское
145—10	Эгирин-диопсид	"	—	—	—	—	—	Кросситовый магнетитовый кварцит	"
89—51	Эгирин	"	4°	—60—68°	—	—	0,035	Эгирин-рибекитовый магнетитовый кварцит	"
96—21	Эгирин	"	—	—68	—	—	0,035	Эгириновый магнетитовый кварцит	"

нолит голубовато-зеленый (анализ 6), типичный для железистых кварцитов, отличается от зеленого актинолита (анализ 5) повышенным содержанием Na_2O , Fe_2O_3 , MgO и меньшим FeO .

При изучении взаимоотношений актинолита с другими минералами устанавливается, что наиболее обычно замещение актинолита зеленым биотитом 1-й генерации (табл. XIV, 4) и, редко, рибекитом и коричневым биотитом (2-я генерация). В свою очередь, спорадически наблюдается развитие актинолита 1-й генерации по магнезиодоломиту и актинолита 2-й генерации — по зеленому биотиту 1-й генерации (табл. XIV, 5). Как и в зоне эпидот-амфиболитовой фации, здесь появляются щелочные минералы двух генераций (кроссит, эгирин и эгирин-диопсид).

Кроссит имеет незначительное развитие в рудных толщах Костомукшского и отчасти Межезерского месторождений. Он образует мелкие призматические кристаллики (1-я генерация) и редко крупные порфиروбластические широкотаблитчатые зерна (2-я генерация) зеленого цвета, почти не отличающиеся от актинолита. В шлифах кроссит сходен с бледноокрашенным рибекитом и отличается еще более бледной окраской и слабым плеохроизмом от почти бесцветного (по N_p) до бледно-фиолетового (по N_g) и бледно-зеленовато-голубого (по N_m). Оптические константы его приведены в табл. 32. Кроссит 2-й генерации оптически не отличается от кроссита 1-й генерации. Среди кроссита отмечены разности, переходные к актинолиту, отличающиеся меньшими показателями преломления и несколько большей величиной угла оптических осей.

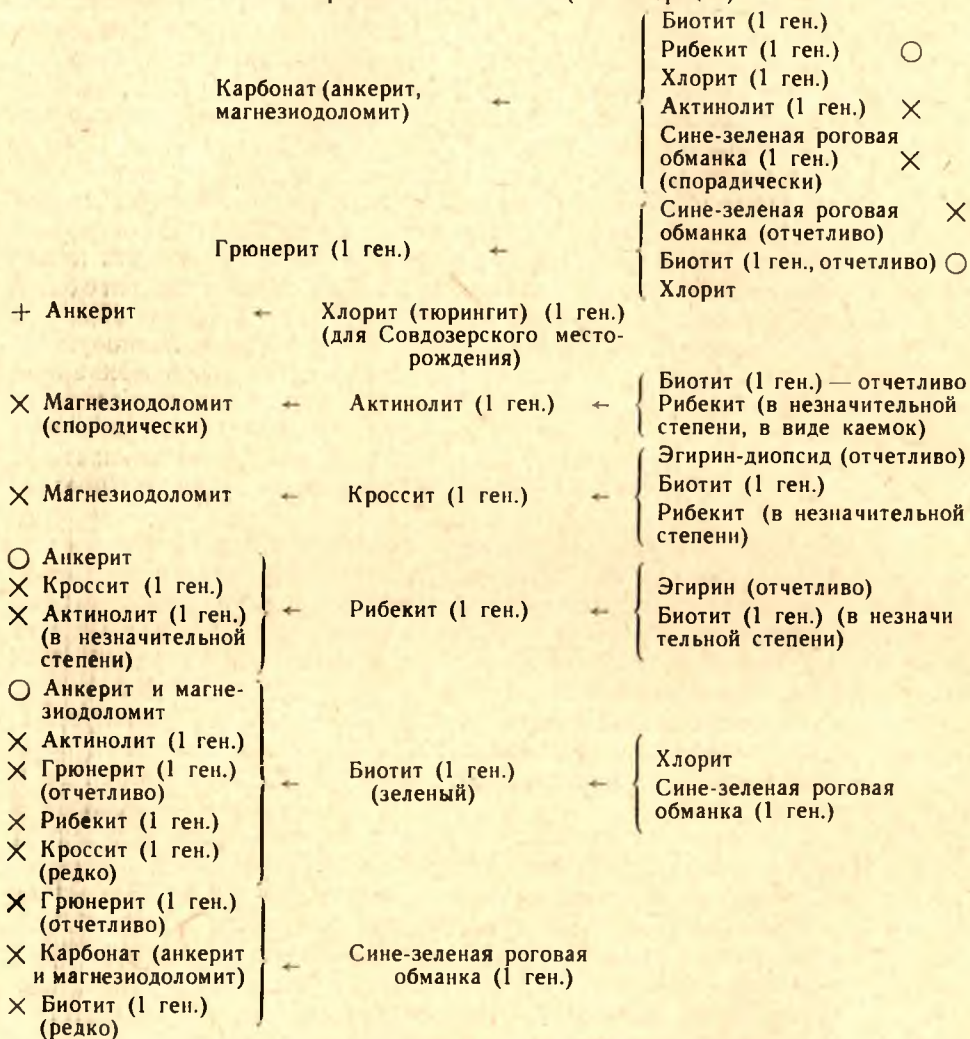
Для кроссита 1-й генерации наиболее характерно замещение его эгирин-диопсидом (в эгирин-кросситовых рудах Костомукшского месторождения). В небольшой степени кроссит замещается также зеленым (1-я генерация) и бурым (2-я генерация) биотитом и, как отмечалось выше, рибекитом (табл. XIV, 3). В свою очередь, кроссит 1-й генерации замещает карбонат (магнезиодолomit). При этом в месте соприкосновения кроссита с карбонатом появляется тонкая каемка более густоокрашенного щелочного амфибола (рибекита). Порфиробластический кроссит 2-й генерации замещает иногда биотит 1-й генерации и эгирин-диопсид.

Эгирин и эгирин-диопсид присутствуют только в рибекитовых и кросситовых магнетитовых кварцитах Костомукшского месторождения. Они образуют зерна различных размеров (от 0,2 до 1,5 мм), занимающие неправильные промежутки между сростками магнетита или концентрирующиеся в прослои-прожилки (0,5—1,5 мм мощностью) в рудной части породы (табл. XV, 4) и на контакте рудных и кварцевых прослоев с включениями мелких зерен магнетита, реликтов рибекита. Эгирин иногда образует крупные ($3 \times 1,5$ —2 мм) скелетные порфиробласты, содержащие включения зерен магнетита, кварца, рибекита (или кроссита), карбоната.

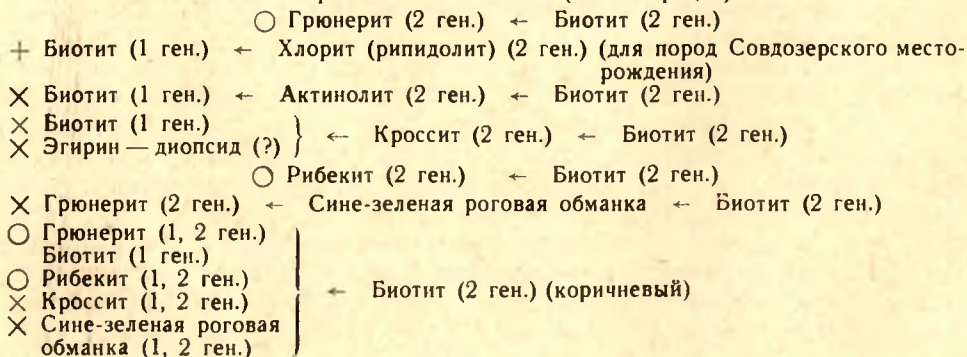
Эгирин и эгирин-диопсид в рудных кварцитах необычны по окраске. Эгирин отличается светлой фисташково-зеленоватой окраской, почти не плеохроирует и характерен для рибекитовых магнетитовых кварцитов. Эгирин-диопсид окрашен в более густой фисташковый цвет, отличается более низкими показателями преломления, меньшей величиной угла оптических осей и наблюдается в кросситовых разностях руд (см. табл. 40). В шлифах отчетливо наблюдается замещение эгирином рибекита, а эгирин-диопсидом — кроссита. Эгирин и эгирин-диопсид, судя по характеру развития и взаимоотношения с другими минералами, более поздние минералы по отношению к кварцу, магнетиту, карбонату, рибекиту.

Схема структурных взаимоотношений железистых минералов 1-го (1-я генерация) и 2-го (2-я генерация) этапов минералообразования (стрелкой показано направление замещения; фации метаморфизма: + — зеленосланцевая, ○ — эпидот-амфиболитовая, × — амфиболитовая)

Минералы 1-го этапа (1-я генерация)



Минералы 2-го этапа (2-я генерация)



киту, кросситу и образовались в основном за счет замещения щелочных амфиболов.

В зоне амфиболитовой фации метаморфизма в железисто-кремнистых породах наиболее частыми минеральными ассоциациями являются следующие:

- 1) магнетит — кварц — сине-зеленая роговая обманка,
- 2) магнетит — кварц — сине-зеленая роговая обманка — биотит,
- 3) магнетит — кварц — актинолит — биотит,
- 4) магнетит — сине-зеленая роговая обманка — грюнерит — кварц (эта минеральная ассоциация наблюдается в случае неполного замещения грюнерита роговой обманкой),
- 5) магнетит — гематит — рибекит — эгирин — кварц,
- 6) магнетит — гематит — кроссит — эгирин-диопсид — кварц.

Характерной особенностью рассмотренных выше минеральных ассоциаций является то, что они наложены на более низкотемпературные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а также приурочены к контактовым зонам интрузий протерозойских гранитов (Гимольский район) или глубинным частям тектонических структур (Костомукшское месторождение). Такие минеральные ассоциации, как указывает Джемс (James, 1955), для аналогичных железисто-кремнистых пород Северной Америки служат метаморфическими эквивалентами ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Вместе с тем наблюдающаяся пространственная приуроченность роговообманковой зоны к экзоконтактам более молодых гранитов наводит на мысль о появлении этой метаморфической зоны под влиянием гранитных интрузий, т. е. о контактовом или регионально-контактовом метаморфизме, как это рассматривается Н. П. Семененко (1956) для аналогичных пород Кривого Рога.

В табл. 36 приведены взаимоотношения железистых минералов 2-х этапов минералообразования.

Зона ультраметаморфизма

Зона ультраметаморфизма имеет преимущественное распространение в отложениях гимольской серии, изредка также захватывает отложения большезерской серии (Костомукшский район).

Породы, испытавшие ультраметаморфизм, обычно приурочены к участкам гимольской серии, примыкающим к протерозойским гранитам или древним гнейсо-гранитам, подвергшимся мигматизации протерозойскими гранитами.

В алюмосиликатных парапородах в зонах мигматизации образуются тонкопослойные мигматиты, характеризующиеся перемежаемостью полос гранитного и гнейсового состава мощностью 0,5—3 см.

В материале субстрата происходят минеральные преобразования, аналогичные тем, которые наблюдаются в соответствующих породах амфиболитовой фации метаморфизма, и дополнительно появляется минеральная ассоциация: олигоклаз — кварц — микроклин — биотит.

В железисто-кремнистых породах в зоне мигматизации происходит интенсивный привнос щелочей. В результате этого процесса появляется микроклин и наблюдается замещение грюнерита сине-зеленой роговой обманкой и биотитом с образованием характерных парагенетических ассоциаций: магнетит — сине-зеленая роговая обманка — кварц; магнетит — кварц — (грюнерит) — сине-зеленая роговая обманка — биотит — микроклин.

Особенности и последовательность метаморфических процессов в породах гимольской серии

Вышеприведенное описание парагенетических ассоциаций минералов железистых кварцитов гимольской серии свидетельствует о том, что метаморфизм сопровождается образованием щелочных минералов (биотиты, амфиболы, пироксены), часть из которых возникла на конечных этапах (биотиты). Процессы щелочного метасоматоза и ощелачивания железистых кварцитов отмечаются многими исследователями для железистых кварцитов Украинского кристаллического щита, КМА, Кольского п-ва (Коржинский, 1953; Елисеев, 1961; Глаголев, 1966). Эти исследователи неизменно условием образования щелочных минералов в железистых кварцитах считают привнос щелочей постмагматическими растворами, генетически связанными с интрузиями гранитов (Коржинский, 1953; Елисеев, 1961), или мобилизацией щелочей из вмещающих пород в процессе регионального метаморфизма (Глаголев, 1966).

Наблюдения, проведенные над развитием щелочных минералов в железистых кварцитах гимольской серии, свидетельствуют, что образование их происходило в два этапа, совпадающих во времени с основными этапами метаморфизма пород гимольской серии.

В первый этап метаморфизма, носящий региональный характер, в зависимости от режима температур и давлений образовались первые генерации щелочных минералов (рибекит, кроссит, биотит). Интересной чертой проявления метаморфизма этого этапа является закономерное пространственное размещение щелочных пород, заключающееся в том, что на некоторых месторождениях (Костомукшское) широко развитые биотитовые и рибекитовые разности магнетитовых кварцитов залегают в виде хорошо выдержанных пачек и линз, согласных с общим простираанием пород и прослеживающихся на многие километры. Характерно, что случаев секущего положения щелочных пород по отношению к вмещающим в пределах рудного поля месторождения не установлено. Другая интересная особенность проявляется в том, что щелочные породы закономерно располагаются в вертикальных разрезах рудных пачек и пластов. При этом наблюдается такая последовательность пород в разрезах:

1. В нижних частях рудных пачек обычно залегают существенно биотитовые и магнетито-грюнерито-биотитовые кварциты с небольшим содержанием грюнерита и магнетита. Эти железистые кварциты в химическом отношении характеризуются повышенным содержанием алюминия и низкими значениями коэффициента окисления (по сравнению с другими группами железистых кварцитов).

2. Выше они сменяются существенно биотитовыми разностями магнетитовых кварцитов (биотито-магнетитовые, грюнерито-биотито-магнетитовые кварциты). В этих породах содержание глинозема снижается, составляя, по данным многочисленных анализов, в среднем 4—5%, и параллельно с этим возрастает коэффициент окисления.

3. Часто в верхних и средних частях рудных пачек залегают рибекитовые разности железистых кварцитов, характеризующиеся почти полным отсутствием глинозема и повышенным содержанием окисного железа, часть которого связана в гематите (1—3%). Такое распределение щелочных пород наблюдается во многих рудных пачках Костомукшского месторождения, что свидетельствует об образовании их по определенным минералого-химическим типам исходных железистых осадков, т. е. устанавливается зависимость образования щелочных минералов от химического состава и литологии первичных железистых осадков. Эта зависимость показана в табл. 37.

Взаимосвязь щелочных минералов с литологией и химизмом исходных осадков

Особенности химизма исходных осадков		Al_2O_3	8%	5%	0—3,5%	0—1,5%
1		$\frac{Fe_2O_3}{FeO} (0)$	0—0,3	0,5—0,8	0,8—1,3	0,8—1,6
Фации щелочного метаморфизма	низкотемпературная	Рибекита, биотита	Биотитовые, биотито-грюнеритовые кварциты	Существенно магнетито-биотитовые кварциты с прослоями грюнерита	Биотито-магнетитовые кварциты с редкими прослоями грюнерито-биотитового состава	Существенно рибекито-магнетитовые кварциты с тонкими прослоями гематито-кварцевого состава Характерно повышенное содержание гематита (1—3%)
	высокотемпературная	Кроссита, эгирина	Биотитовые, биотито-грюнеритовые кварциты	—	Магнетитовые кварциты с кросситом	Магнетитовые кварциты с кросситом и эгирином

Как видно из табл. 37, рибекитовые кварциты образуются в основном за счет безглиноземистых железистых осадков, содержащих свободную окись железа (гематит 1—3%), в то время как биотитовые разности кварцитов развиваются по железистым осадкам, обогащенным глиноземом и закисью железа. С другой стороны, для Костомукшского месторождения характерно также замещение друг другом различных щелочных пород (натровых) по простираению рудных горизонтов в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. Так, на центральном участке месторождения в костомукшской свите широко развиты рибекито-магнетитовые кварциты. Вмещающие породы в этой части месторождения испытывали региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

По мере движения на юго-восток (южный участок) наблюдается постепенное повышение степени метаморфизма вмещающих пород (амфиболитовая фация). Здесь туфосланцы становятся более грубозернистыми, местами переходят в гнейсо-сланцы; геллефлинты и плагиопорфиры в результате частичной перекристаллизации превращаются в лептитовые породы. Одновременно с этим рибекитовые магнетитовые кварциты переходят в магнетитовые кварциты с кросситом, эгирин-диопсидом и эгирином.

По данным А. А. Глаголева (1966), ассоциация рибекита с гематитом, магнетитом и кварцем относится к низкотемпературной фации щелочного метаморфизма. При высоких температурах и высокой интенсивности реакций вместо рибекита образуются родузит и эгирин. Метаморфическим аналогом родузита на Костомукшском месторождении может служить кроссит, являющийся средним членом щелочных минералов глаукофан-рибекитовой серии.

Таким образом, устанавливается тесная взаимосвязь между степенью метаморфизма пород и составом развивающихся в них щелочных минералов (рибекит образуется в зоне эпидот-амфиболитовой фации регио-

нального метаморфизма; кроссит, эгирин, эгирин-диопсид — в амфиболитовой фации).

Специальное изучение петрологии железистых кварцитов Костомукшского месторождения, проведенное Ю. И. Лазаревым (1967), показало, что образование щелочных минералов в железистых кварцитах происходило без привноса щелочей и протекало в закрытой системе. Этот вывод подтверждается также данными петрохимического изучения железистых пород (рис. 50, глава VII).

На диаграмму И. В. Александрова (1958) были нанесены химические составы железистых кварцитов, содержащих щелочные минералы, и грюнеритовые магнетитовые кварциты, в которых щелочные минералы отсутствуют. Содержание щелочей как в первых, так и во вторых кварцитах одинаково. Это свидетельствует о том, что при образовании щелочных минералов существенного привноса щелочей в железистые кварциты не происходило. Щелочные минералы кристаллизовались в условиях закрытой системы.

С повторным метаморфизмом связано образование вторых генераций щелочных минералов (биотита, кроссита, эгирина), порфиروبласты которых неравномерно и беспорядочно прорастают железистые кварциты, часто замещая щелочные минералы первой генерации.

В этот этап метаморфизма в условиях ультраметаморфизма наблюдается существенный привнос щелочей.

Изложенное выше позволяет сделать некоторые обобщающие выводы, касающиеся последовательности метаморфизма пород гимольской серии.

Породы гимольской серии претерпели изменения в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Они также были затронуты процессами ультраметаморфизма.

Характерно и то, что метаморфизм пород гимольской серии был неравномерным и местами неоднократным. В настоящее время в отложениях гимольской серии можно выделить, по крайней мере, две генерации метаморфических минералов, генетически связанных с проявлением двух этапов метаморфизма.

В первый этап метаморфизма, который может рассматриваться как региональный, породы гимольской серии в Совдозерском районе были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, в Гимольском, Костомукшском и Тумбареченском районах — в условиях эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой фаций. В Большезерском районе породы гимольской серии претерпели изменения в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Наблюдения над соотношением деформаций и кристаллизации минералов этого типа метаморфизма (грюнерит 1-й генерации, хлорит 1-й генерации) показывают, что они кристаллизовались одновременно с главной фазой тектонических движений, связанных с первой, наиболее ранней фазой нижнепротерозойской складчатости (ребольская фаза).

Второй этап метаморфизма проявился, вероятно, в связи со второй фазой карельской складчатости и неравномерным внедрением интрузий протерозойских гранитов. В этот период наибольшему повторному воздействию метаморфизма были подвергнуты отложения гимольской серии в районе Межезерского месторождения, где в экзоконтактах с гранитами возникают высокотемпературные ассоциации минералов амфиболитовой фации метаморфизма. Аналогичное явление наблюдается и на отдельных участках Костомукшского и Гимольского районов, где в связи с внедрением гранитов в алюмосиликатных породах появляются андалузит и кордиерит — типичные минералы контактового метаморфизма.

Однако необходимо отметить, что второй этап метаморфизма, в связи с неравномерной интрузивной деятельностью в нижнем протерозое, проявился не одновременно и не во всех районах западной Карелии.

Судя по геологическим взаимоотношениям, первыми внедрились в гимольскую серию синтетектонические интрузии плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов ребольской фазы складчатости в Гимольском районе, с которыми связано появление высокотемпературных ассоциаций минералов амфиболитовой фации. А в Костомукшском районе появление минеральных ассоциаций контактового метаморфизма, вероятно, связано с интрузией более поздних гранитов, прорывающих отложения как гимольской, так и большезерской серий.

Наблюдения над соотношением деформаций и кристаллизации минералов (грюнерит — 2-я генерация, актинолит — 2-я генерация) второго этапа метаморфизма, связанного с поздними гранитами, показывают, что они ведут себя независимо по отношению к ранней сланцеватости, образуя крупные порфиробласты, беспорядочно прорастающие железистые кварциты. Эта особенность роста минералов второй генерации позволяет предполагать, что в некоторых районах западной Карелии (Костомукшский) в период второго этапа метаморфизма породы гимольской серии были уже консолидированы и реагировали на внедрение поздних гранитов как жесткая рама.

В тесной связи с двумя этапами метаморфизма находились процессы, которые привели к образованию в железистых породах двух генераций щелочных минералов. В первый этап метаморфизма, в зависимости от исходного состава железистых осадков и режима давлений и температур, возникли первые генерации рибекита, биотита, кроссита, эгирина, эгирин-диопсида. Со вторым этапом метаморфизма, сопровождавшимся внедрением протерозойских гранитов, связано появление в железистых кварцитах вторых генераций биотита, рибекита, кроссита и эгирина.

ГЛАВА VII. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КАРЕЛИИ

Детальный парагенетический анализ железисто-кремнистых формаций гимольской серии позволяет наметить основные палеофациальные, палеогеографические и палеотектонические особенности их формирования.

Во-первых, сланцево-лептитовая и спилито-диабазовая железисто-кремнистые формации были сформированы в начальный этап прогибания Западно-Карельской геосинклинальной зоны, по времени отвечающий седиментации осадков первого цикла гимольской серии.

Палеогеографическая и палеофациальная обстановки накопления осадков этого времени показаны на рис. 42.

Обращает на себя внимание сложность строения сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, развитой в северо-западной части Западно-Карельской геосинклинальной зоны. В этой формации по парагенетическим ассоциациям пород выделяются три градации, различающиеся палеофациальными условиями накопления осадков. Костомукшская градация формировалась в области фациального замещения кислых туфов, туффов и туфобрекчий сравнительно глубоководными мергелистыми осадками.

Большезерская градация характеризует собой область фациального перехода кислых туфов в терригенные песчанистые, песчано-глинистые и глинистые осадки, которые образовались за счет разрушения гранитов и гнейсо-гранитов фундамента.

Гимольская градация, характеризующаяся широким распространением метаморфизованных «гранитных» конгломератов, туфоконгломератов, туфобрекчий и туфов, свидетельствует о том, что отложение этой части формации происходило в прибрежной зоне на незначительных глубинах и сопровождалось интенсивным вулканизмом. В целом фациальный облик сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации определяется широким распространением в ее составе различных метаморфизованных терригенных осадков (конгломераты, песчанистые, песчано-глинистые и мергелистые осадки), кислых пирокластов и железистых кварцитов. Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация, развитая в юго-

восточной части Западно-Карельской геосинклинальной зоны, по времени своего формирования совпадает со сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формацией. Она формировалась в области интенсивного прогибания и вулканизма основных лав. Терригенные осадки в этой формации имеют незначительное развитие (рис. 42).

Таким образом, формационное изучение гимольской серии отчетливо показывает, что нижняя ее часть сложена сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистыми формациями, сменяющими друг друга по простираию, что несомненно свидетельствует о различных палеотектонических условиях развития северо-западной и юго-восточной частей этой структурно-фациальной зоны.

Главные палеотектонические особенности Западно-Карельской геосинклинали в этот период развития показаны на рис. 43.

Карельская геосинклиналь, заложенная в нижнем протерозое в период накопления осадков сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций, расчленялась внутригеосинклинальным поднятием (Центрально-Карельское, или Онежское поднятия) на две зоны: Восточно-Карельскую и Западно-Карельскую.

Подвижная Восточно-Карельская геосинклинальная зона с востока граничила с крупным Беломорским блоком, прошедшим геосинклинальную подготовку в архейский период (Шуркин и др., 1962).

Западная граница этой зоны определялась внутригеосинклинальным поднятием, представлявшим собой, вероятно, тектонически активную сушу типа островных вулканических дуг.

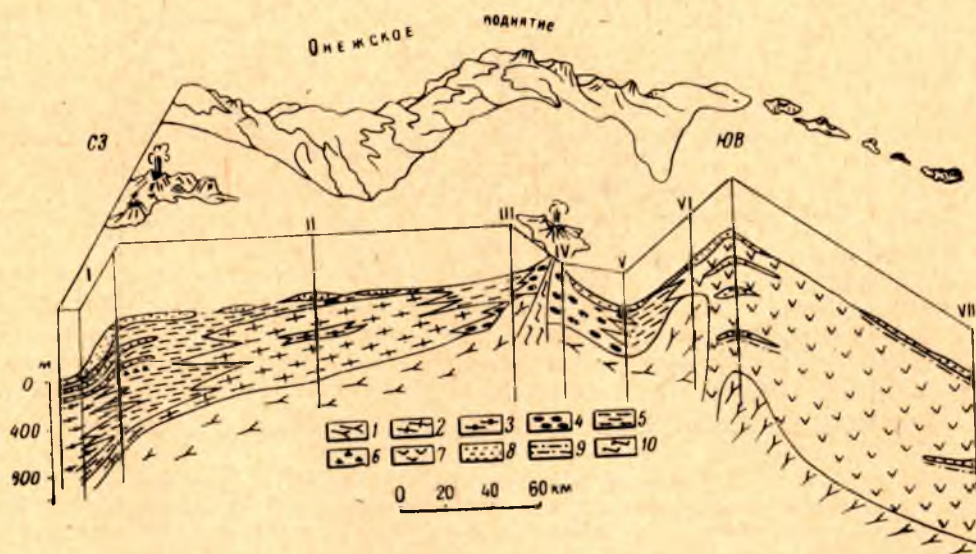


Рис. 42. Схема палеофациальных условий осадконакопления сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций. I — Костомукшская градация; II — Большезерская градация; III—IV—V — Гимольская градация; VI — Совдозерский район; VII — Маньгинский район:

1 — гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты фундамента (архей); 2 — биотитовые, биотито-ставролитовые гнейсы (терригенные осадки); 3 — параамфиболиты, амфиболовые парасланцы; 4 — гранитные конгломераты и туфо-конгломераты; 5 — кварцево-биотитовые, биотито-кварцевые туфогенные сланцы и гнейсо-сланцы; 6 — туфобрекчии; 7 — метадиабазы, метамандельштейны, амфиболовые сланцы и амфиболиты, образовавшиеся по основным вулканитам; 8 — железистые кварциты; 9 — графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серпичитовые сланцы, талько-хлоритовые сланцы; 10 — плагиопорфиры.

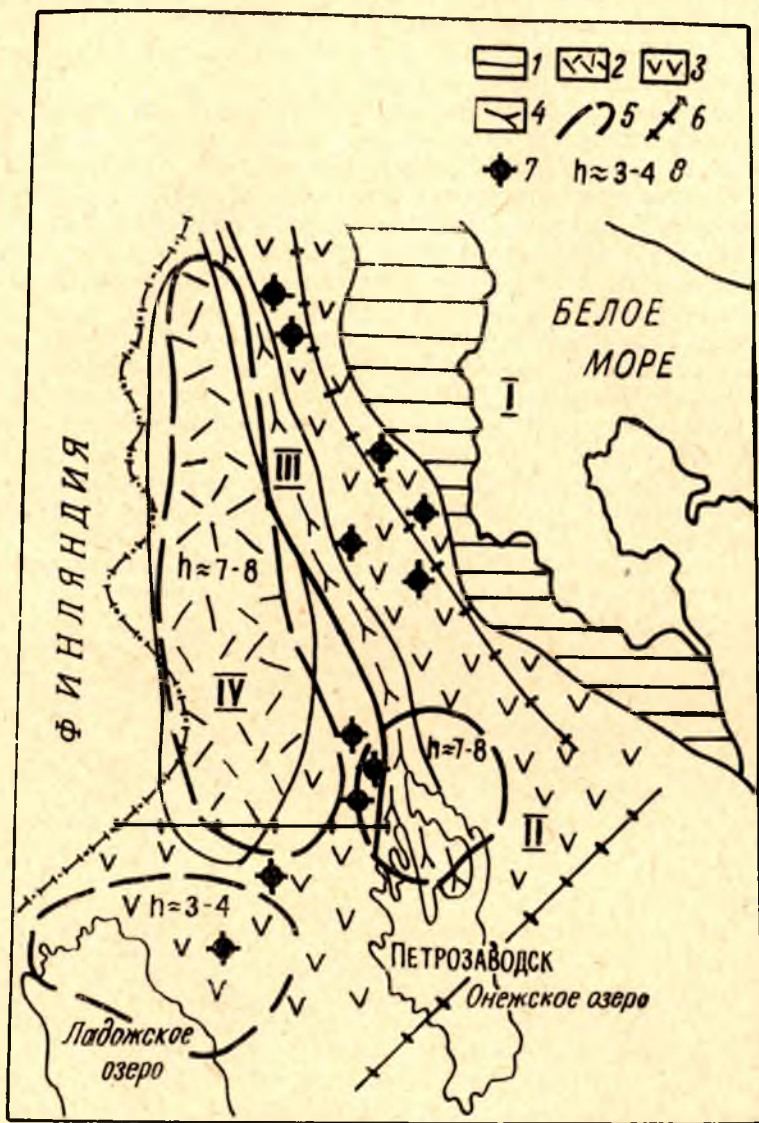


Рис. 43. Схема основных палеотектонических элементов геосинклинального этапа развития ранних карелид Карелии и взаимосвязь палеотектоники со строением земной коры (составлена Черновым с использованием геофизических материалов Шустовой, Цирюльниковой, Сокол, Чечель). I — Беломорский блок; II — Восточно-Карельский геосинклинальный прогиб; III — Онежское внутригеосинклинальное поднятие; IV — Западно-Карельский прогиб:

1 — породы Беломорского блока; 2 — область внутригеосинклинального относительно устойчивого массива и накопления терригенных осадков, сопровождавшегося вулканизмом кислого состава; 3 — области высокой проницаемости и интенсивного прогибания с преимущественным накоплением вулканитов основного состава; 4 — граниты и гнейсо-граниты Онежского поднятия; 5 — изолинии мощностей гранитного слоя; 6 — главные зоны долгоживущих глубинных разломов; 7 — аномалии силы тяжести, интерпретируемые как жерла вулканов, 8 — мощности гранитного слоя.

Как с востока, так и с запада эта геосинклинальная зона отделялась крупными глубинными разломами, по которым проникали основные лавы, формировавшие в этот этап развития Карельской геосинклинали спилито-диабазовые толщи парандовской серии.

В Западно-Карельской геосинклинальной зоне в это время наблюдался несколько иной тектонический режим. Здесь северо-восточная часть ее, примыкавшая к внутреннему поднятию, судя по парагенетическим ассоциациям пород, представляла собой широкую, относительно стабильную шельфовую область, наложенную на сравнительно жесткий кристаллический фундамент, несколько напоминающий срединные массивы послерифейских геосинклиналей. Этим определялось интенсивное накопление различных терригенных осадков, поставляемых местными поднятиями фундамента и внутригеосинклинальным Центрально-Карельским поднятием. Одновременно интенсивно протекали процессы кислого вулканизма, в результате чего возникли мощные толщи пирокластических и железисто-кремнистых осадков сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации.

Юго-восточная часть Западно-Карельской геосинклинальной зоны представляла собой подвижную, типично эвгеосинклинальную область, характеризующуюся интенсивным прогибанием и подводным вулканизмом, сопровождаемым излияниями спилито-диабазовых лав. В этой тектонической обстановке шло формирование спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации.

Таким образом, в период формирования пород первого цикла седиментации гимольской серии в Западно-Карельской геосинклинальной зоне отчетливо намечаются две области, различающиеся тектономагматическим развитием: северо-восточная, относительно стабильная область, представлявшая собой сравнительно жесткий массив типа внутригеосинклинальных массивов послерифейских геосинклиналей с характерным проявлением кислого вулканизма и накоплением терригенных осадков, и юго-восточная подвижная область с отложениями эвгеосинклинального характера.

Формирование вышележащей лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, развитой во всех рассмотренных районах Западно-Карельской структурно-фациальной зоны, отмечает собой новый период тектонического развития Карельской геосинклинали. Характерной особенностью этого периода развития является резкое усиление кислого вулканизма, сопровождаемого повсеместным излиянием кислых лав и накоплением пирокластического материала. Другая интересная особенность седиментации заключается в почти полном отсутствии терригенных осадков, что, вероятно, связано с погружением местных поднятий фундамента и Центрально-Карельского внутригеосинклинального поднятия. Эти особенности, незначительное развитие терригенных пород в составе формации и широкое распространение вулканических пород, отлагавшихся в водной среде (ритмичная слоистость туфосланцев), свидетельствуют о том, что накопление осадков формации происходило в период общего погружения, в результате которого сnivelировались различия в седиментации северо-восточной и юго-восточной частей Западно-Карельской геосинклинальной зоны. Палеофациальная и палеогеографическая обстановка этого периода развития Западно-Карельской геосинклинальной зоны показаны на рис. 44.

Изложенное выше, с учетом историко-тектонического развития и данных геофизики о строении земной коры, позволяет утверждать, что в Западно-Карельской структурно-фациальной зоне в раннем докембрии существовали два элемента, с развитием и становлением которых связано

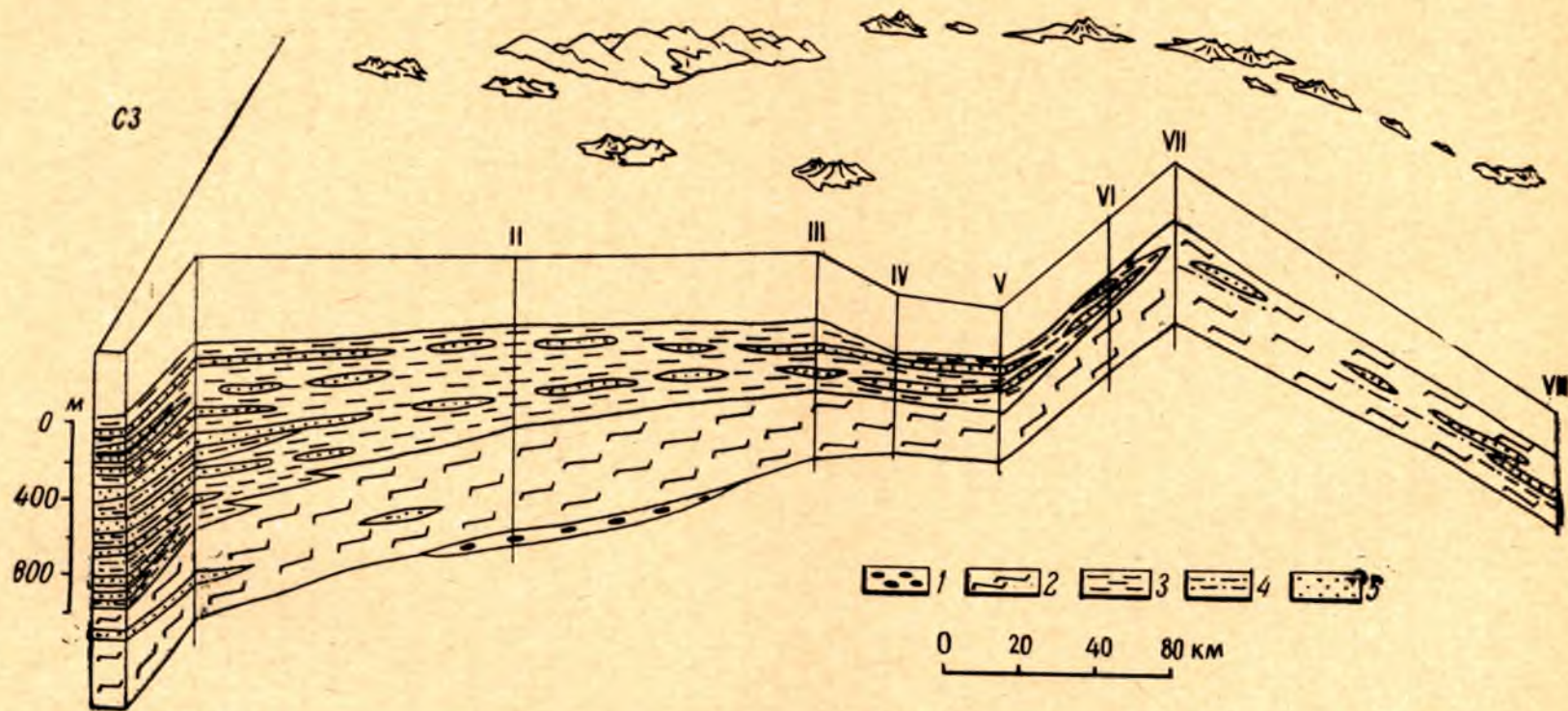


Рис. 44. Схема палеофацальных условий осадконакопления лептито-порфировой железисто-кремнистой формации:
 1 — кварцевые конгломераты, кварцитовидные сланцы; 2 — плагиопорфиры, геллефлинты, лептитовые гнейсы; 3 — кварцево-биотитовые туфосланцы с гранатом и ставролитом; 4 — графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серicitовые сланцы, талько-хлоритовые и биотито-карбонатные сланцы; 5 — железистые кварциты.

формирование железисто-кремнистых формаций нижнего протерозоя и железистых фаций среднепротерозойского возраста.

В самом общем виде взаимосвязь типов железнакопления со структурно-тектоническими элементами, их развитием, мощностями земной коры и геохимическими условиями седиментации приведена в табл. 38 и на рис. 43 и 45.

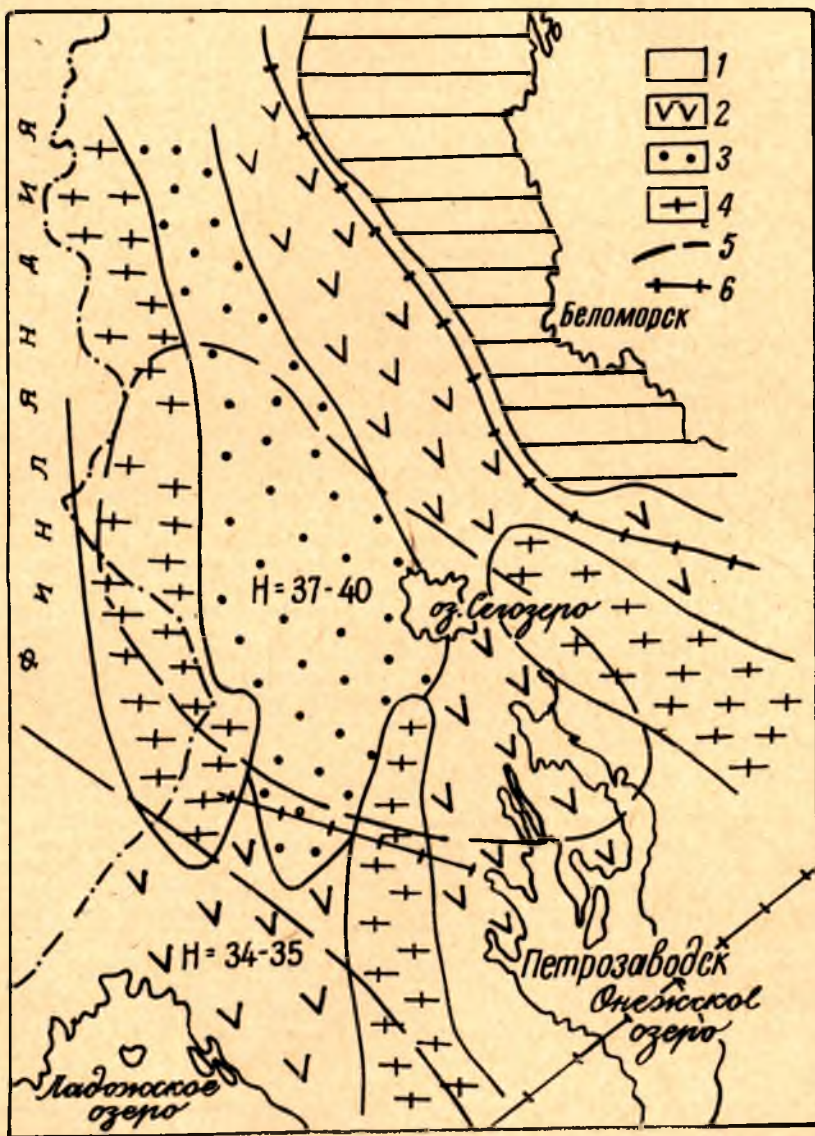


Рис. 45. Схема главных палеотектонических элементов орогенного этапа развития Карелии и взаимосвязь палеотектоники с современными мощностями земной коры (составлена Черновым с использованием материалов Соколова, Шустовой, Цирюльниковой, Сокол, Чечель):

1 — Беломорский блок; 2 — область накопления орогенных формаций эпигеосинклинального типа (спилито-диабазовая, карбонатная, шунгитовая и терригенная формации, в южной части зоны развиты сланцево-железистые фации); 3 — область накопления орогенных формаций геосинклинального типа (коры выветривания, кварцито-песчаники, аркозы, конгломераты, в меньшей степени — наземные метадиабазы и метамандельштейны, кластогенные формации железистых пород); 4 — области размыва внутри Карелии; 5 — мощности земной коры; 6 — главные зоны долгоживущих разломов.

Взаимосвязь докембрийского железнакопления со структурно-тектоническими элементами и мощностями земной коры

Этапы развития	Геосинклинальный		Орогенный	
	Геосинклинальные зоны с высокой мобильностью и проницаемостью земной коры, мощность которой составляет 37—38 км	Внутригеосинклинальные жесткие массивы (типа срединных) с мощностью земной коры 37—40 км	Области эпигеосинклинального режима осадконакопления, образовавшиеся в результате консолидации геосинклинальных зон с высокой проницаемостью земной коры. Мощность земной коры 37—40 км	Области орогенного антиклинального режима осадконакопления, образовавшиеся на месте нижнепротерозойских внутригеосинклинальных жестких массивов. Мощность земной коры 37—40 км
Возраст	Нижний протерозой		Средний протерозой	
Железисто-кремнистые формации и фации	Спилито-диабазовая железисто-кремнистая. Колчеданная андезито-дацитосланцевая	Лептито-порфировая железисто-кремнистая. Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая	Сланцево-железистые фации	Кластогенные железистые фации
Характерные парагенезисы пород	Переслаивание железистых кварцитов с метаморфизованными лавами и туфами основного состава. Чередование колчеданов с метаморфизованными андезитами, дацитами, их туфами и туфитами	Переслаивание железистых кварцитов с метаморфизованными терригенными осадками (конгломераты, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы) и вулканическими породами кислого состава (плагио-порфиры, геллефлинты лептитовые гнейсы, туфосланцы)	Переслаивание мартитогематитовых руд с кварцитами, доломитами, глинистыми осадками	Чередование гематитовых, магнетитовых прослоев с кварцитами, аркозами и гравелитами
Геохимические условия осадконакопления	Многократное чередование восстановительных, нейтральных и окислительных условий, вызванное вулканическими процессами		Окислительные условия осадконакопления (часто наблюдается переход магнетита в мартит в гальках железистых кварцитов)	
Масштабы железнакопления	Маломощные, непротяженные залежи. Промышленного значения не имеет	Крупнейшие месторождения Северо-Запада СССР (Костомукшское, Межезерское, Гимольское)	Маломощные непромышленные залежи	Маломощные прослои
Возможные литологические и стратиграфические аналоги железисто-кремнистых формаций Карелии	Железистые кварциты района Партанен—Пахтавара Финляндии, свиты порос Кольского п-ва, метабазитовой серии Кривого Рога и КМА	Месторождения железистых кварцитов Центральной и Северной Швеции, залегающие в лептитовых толщах Зюд-Варангер Северной Норвегии и, возможно, месторождения Кольского п-ва в Принимандровском районе	Верхняя курская свита КМА, верхняя толща Криворожской серии Украинского кристаллического щита	

Нижнепротерозойские железисто-кремнистые формации отмечают собой геосинклинальный этап развития докембрия территории западной Карелии. При этом отчетливо устанавливается, что спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация и сопутствующая ей колчеданная формировались в геосинклинальных зонах, характеризовавшихся высокой мобильностью и проницаемостью земной коры, современная мощность которой составляет 37—38 км.

Железисто-кремнистые формации лептитового ряда формировались на внутригеосинклинальном жестком массиве, мощность земной коры которого составляет 37—40 км, а мощность гранитного слоя возрастает до 7—8 км.

Осадочно-терригенный тип железнакопления сменяет во времени вулканогенно-осадочные формации и связан с орогенным среднепротерозойским этапом развития докембрия западной Карелии.

Как и для нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций, для железистых фаций среднего протерозоя намечается взаимосвязь типов железистых фаций со строением и мощностями земной коры и элементами палеотектоники. Так, сланцевые железистые фации формировались в орогенных субгеосинклинальных зонах, характеризовавшихся в нижнем протерозое высокой проницаемостью и мобильностью земной коры, а кластогенные железистые фации характерны для внутригеосинклинальных жестких массивов, представлявших собой в среднем протерозое геоантиклинальную зону.

Таким образом, в докембрии Карелии в зависимости от мощностей земной коры, гранитного слоя и палеотектонических особенностей развития намечаются две эволюционные линии железнакопления, которые развиваются параллельно и могут быть представлены следующей схемой:

Орогенный этап развития	Сланцево-железистые фации (эпигеосинклиналь)	Кластогенные железистые фации (геоантиклиналь)
Геосинклинальный этап развития	↑ Колчеданная андезито-дацито-сланцевая формация	Лептито-порфировая железисто-кремнистая формация ↑
	↑ Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация	Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация ↑
		Внутригеосинклинальные жесткие массивы с мощностью земной коры 39—40 км
Зоны с высокой проницаемостью и мобильностью земной коры		
Мощность 3 — 38 км		

Одна линия начинается спилито-диабазовой железисто-кремнистой и колчеданной формациями и завершается в среднем протерозое сланцево-железистыми фациями, на формирование которых, возможно, влиял наземный вулканизм.

Вторая линия отражает железнакопление на внутригеосинклинальных жестких массивах. В среднем протерозое на их месте формируются кластогенные железистые фации, возникшие за счет разрушения вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских формаций. В тесной связи с палеотектоникой и вулканизмом находится и геохимический облик рассмотренных формаций.

Главные геохимические и металлогенические особенности вулканогенных железисто-кремнистых формаций

Вопросы концентрации химических элементов и особенности их распределения в вулканогенных железисто-кремнистых формациях совершенно не разработаны. В отечественной литературе имеется лишь несколько работ, рассматривающих некоторые закономерности в распределении петрогенных элементов и элементов-примесей в железисто-кремнистой формации осадочного типа КМА (Плаксенко, Коваль, 1965; Плаксенко, 1966).

В то же время этот вопрос имеет большое значение, поскольку многие исследователи все больше склоняются к метаморфогенной точке зрения на образование месторождений «гидротермального» генезиса. Этот взгляд поддерживается и развивается рядом исследователей докембрия (Судовиков, 1960, 1964, 1965; Белевцев, 1964; Магто, 1960 и др.). Н. Г. Судовиков считает, что «большие возможности для мобилизации рудных элементов создаются при процессах дегидратации и декарбонизации, характерных для прогрессивного регионального метаморфизма, осуществляющегося в очень больших массах пород. Формирующиеся при этом водные растворы способны содержать минеральные компоненты и в их числе рудные. Наибольшее количество растворов, возникающих при метаморфическом минералообразовании, по-видимому, соответствует уровню эпидот-амфиболитовой фации, где разрушаются особенно богатые водой минералы (хлорит, серпентин), и зоне гранитизации, где резко уменьшается количество гидроксилсодержащих минералов (биотит, мусковит, амфибол)».

В настоящем разделе кратко рассматриваются основные закономерности в распределении главных элементов и некоторых элементов-примесей в вулканогенных железисто-кремнистых формациях.

Необходимо отметить, что мы не будем касаться вопросов механизма миграции и концентрации химических элементов при метаморфических процессах, поскольку эти вопросы являются наиболее сложными и наименее разработанными в теории метаморфогенного рудообразования и требуют специального изучения. Мы остановимся главным образом на зависимости содержаний элементов от формационной принадлежности пород, палеофациальных и палеотектонических условий седиментации и рассмотрим вопрос о перспективах увеличения запасов железных руд в протерозое Карелии.

В основу геохимического изучения была положена методика «идеальных профилей», разработанная Н. М. Страховым (1962) для послерифейских геологических формаций. Н. М. Страховым выявлено, что на идеальном фациальном профиле (песчаники — алевролиты — глины — мергели — известняки), отражающем отложение осадков от прибрежной зоны к пелагической, в зависимости от ландшафтно-тектонических условий седиментации наблюдаются два главных типа распределения химических элементов: пестрый тип и упорядоченный. «Сущность пестрого типа заключается в отсутствии единой схемы распределения у разных элементов... При этом не обнаруживается уловимой связи между химическими свойствами и характером кривых их распределения в породах» (Страхов, 1962). Такое распределение химических элементов характерно для областей седиментации, в которых осадочный материал подвергался незначительному переносу и слабому химическому выветриванию.

В случаях интенсивного химического выветривания пород на водосборных площадях возникает упорядоченный тип распределения химических элементов. «Сущность его состоит в том, что в ряду пород: песчани-

ки — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки содержания всех или подавляющей массы элементов вначале нарастают от песчаников к аргиллитам, а затем падают — от аргиллитов к известнякам».

Поскольку железисто-кремнистые формации Карелии имеют вулканогенное происхождение, изучение химических элементов проводилось по фаціальным профилям, отражающим удаленность накопления осадков от вулканогенных очагов. Изучение показало, что на фаціальных профилях формаций одновременно присутствуют два типа распределения химических элементов — пестрый тип, наблюдаемый в фациях, прилегающих к вулканическим очагам, и упорядоченный тип, характерный для фаций, удаленных от вулканических очагов.

Распределение химических элементов на фаціальных профилях сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации

Ранее отмечалось, что сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация имеет несколько типов разрезов, которые выделены в градации (Костомукшская, Большезерская, Гимольская), различающиеся палеофаціальными условиями осадконакопления.

Фаціальные профили сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации Костомукшской и Гимольской градаций, а также распределение химических элементов и некоторые их отношения показаны на рис. 46 и табл. 39.

При рассмотрении поведения химических элементов на фаціальных профилях сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации четко устанавливаются два типа распределения элементов — пестрый и упорядоченный, имеющие определенное положение на профилях.

Пестрый тип распределения химических элементов характеризует участки фаціальных профилей, приближенные к вулканическим очагам и сложенные метаморфизованными пирокластами и породами, содержащими в значительном количестве пирокластический материал (туфобрекчи, туфоконгломераты, туфосланцы, туфогенные гнейсо-сланцы). Здесь наблюдается концентрация Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 .

Упорядоченный тип распределения химических элементов отмечается на участках фаціальных профилей, удаленных от вулканических очагов и сложенных метаморфизованными глинистыми, песчано-глинистыми и железисто-кремнистыми осадками (графитистые сланцы, железистые кварциты). В этой области фаціальных профилей накапливаются Fe, P, Mn, Ge и другие элементы.

Указанные особенности распределения элементов на фаціальных профилях обязаны своим происхождением формам миграции и скорости захоронения осадков. Так, максимальные концентрации Fe, P, Mn, Ge, приуроченные к удаленным участкам фаціальных профилей, поставлялись в бассейн седиментации вулканическими эксгаляциями, переносились в виде истинных растворов и коллоидов и выпадали в осадок совместно с гелями кремния в пелагических удаленных от вулканических очагов участках докембрийского бассейна. При этом, в зависимости от геохимических условий среды осадконакопления, обусловленных вулканической деятельностью, возникали различные минеральные формы элементов (сульфидная, силикатная, окисная фации железистых пород) и происходила химическая дифференциация.

Пестрый тип распределения химических элементов обусловлен быстрым накоплением и захоронением пирокластического материала, который не подвергался значительному химическому выветриванию. В отдельных случаях наблюдается некоторая дифференциация химиче-

Средние содержания химических компонентов (в весовых %) и некоторые их отношения в породах сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации Костомукшского месторождения (по 168 химическим и 400 спектральным анализам)

Компоненты	Туфобрекчии	Туфогенные сланцы	Графитистые сланцы	Грюнеритовые и биотито-грюнеритовые кварциты	Магнетито-грюнеритовые и биотито-грюнерито-магнетитовые кварциты	Биотито-магнетитовые, рибекито-магнетитовые с гематитом кварциты
Fe _{общ.}	7,26	4,30	7,93	27,33	29,80	35,96
Fe ³⁺	1,4	0,91	1,26	8,22	15,32	23,00
Fe ²⁺	5,86	3,39	6,67	19,11	14,48	12,96
SiO ₂	52,43	62,55	63,51	48,64	50,90	41,44
мол. кол. SiO ₂ атомн. кол. Fe	8,7	17,6	9,8	2,2	2,15	1,47
TiO ₂	0,5	0,76	0,315	0,611	0,107	0,072
Al ₂ O ₃	15,62	15,75	11,27	4,42	1,33	0,84
Al ₂ O ₃ : (FeO + Fe ₂ O ₃)	1,57	2,85	1,09	0,12	0,032	0,017
Al ₂ O ₃ : SiO ₂	0,23	0,25	0,177	0,090	0,024	0,020
Ti : Al	0,039	0,054	0,031	0,041	0,092	0,098
MnO	0,16	0,111	0,134	0,178	0,086	0,004
Mn : Fe	0,006	0,025	0,016	0,0065	0,0028	0,001
MgO	5,55	2,61	1,81	2,81	1,87	1,43
CaO	9,95	2,93	1,86	2,31	2,09	0,96
S	—	0,21	3,91	0,55	0,26	0,13
P	—	0,03	0,037	0,078	0,085	0,077
P : Fe	—	0,006	0,0046	0,0028	0,0028	0,0021
Ge	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$
Ge : Fe	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$4,42 \cdot 10^{-5}$	$3,27 \cdot 10^{-5}$	$1,35 \cdot 10^{-5}$	$1,18 \cdot 10^{-5}$	$1,08 \cdot 10^{-5}$
V	$1,28 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$
Ti : V	24,2	75,0	26,7	31,3	88,1	75,7
Cu	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Co	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Ni	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,02 \cdot 10^{-3}$
Sr	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Cr	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
Ba	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$4,9 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$
Sr : Ba	1 (?)	0,46	0,34	0,50	0,67	0,72

ских элементов на участках фациальных профилей, приближенных к вулканическим очагам. Так, на фациальном профиле Костомукшской градации в туфобрекчиях наблюдаются сравнительно высокие содержания Fe, Mg, V, Cr, Ni, Cu и Ge. Концентрации указанной группы элементов в туфосланцах, которые фациально замещают туфобрекчии, понижены, вероятно, за счет «выщелачивания» их из вулканических материалов в процессе седиментации. Одновременно происходит обогащение туфосланцев Zr.

Наиболее отчетливо дифференциация некоторых химических элементов в процессе вулканогенно-осадочного типа седиментации проявляется при анализе отношений средних содержаний и молекулярных количеств $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{P}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ и $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$, которые закономерно убывают от прилегающих к вулканическому очагу членов фациального профиля (туфобрекчий) к наиболее удаленным от вулканического очага членам (магнетитовые гематитсодержащие кварциты) (табл. 39), что свидетельствует о наличии химического осаждения и химической дифференциации в процессе осадконакопления.

Большинство микроэлементов выпадало в осадок в условиях восстановительной геохимической среды и концентрировалось в песчано-глинистых осадках, обогащенных углеродистым веществом (графитистые сланцы). Исключением из общей схемы распределения элементов-примесей являются Mn и Ge, максимумы концентрации которых сдвинуты в более удаленные от вулканических очагов пелагические зоны, характеризовавшиеся окисными условиями осадконакопления. Характерно, что для германия отмечаются два пика концентрации. Один из них приурочен к окисному типу гематитсодержащих железисто-кремнистых пород, в которых наблюдаются максимальные содержания магнетита и гематита. Второй, меньший пик концентрации, приурочен к силикатному типу железисто-кремнистых пород (грюнеритовые, биотито-грюнеритовые кварциты), что связано, вероятно, с изоморфным замещением двухвалентного железа германием, который входит в кристаллическую решетку амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда (Момджи, Григорьев, 1959).

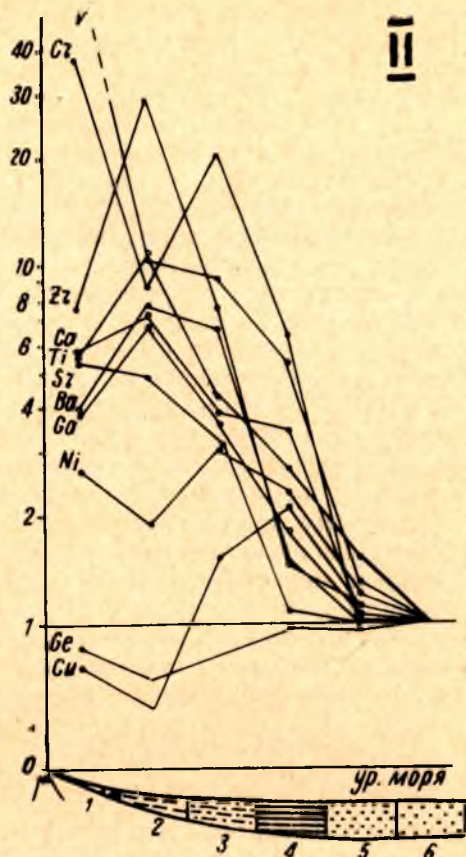
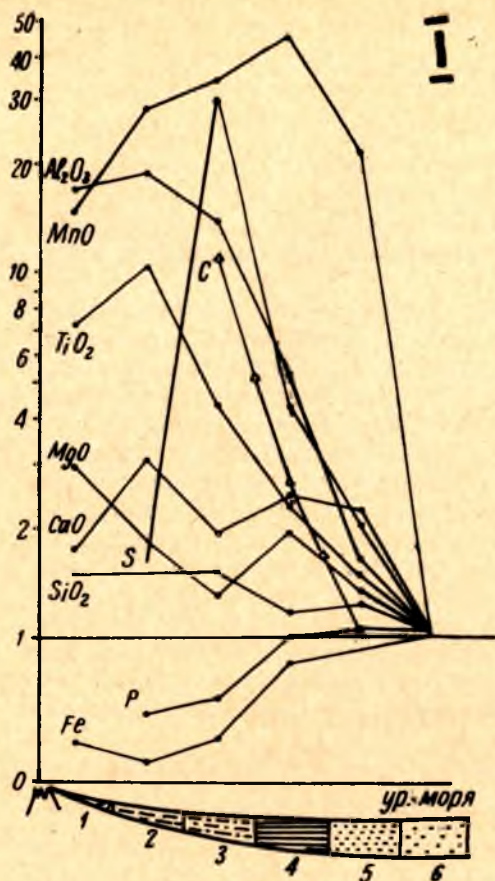
Представляют определенный интерес и величины отношений содержаний германия к железу ($\frac{\text{Ge}}{\text{Fe}}$). В породах рассматриваемых фациальных профилей этот коэффициент закономерно возрастает от наиболее удаленных от вулканического очага членов фациального профиля (железистые кварциты) к вулканогенным осадкам (туфогенные сланцы).

О генетической связи рассматриваемой формации с вулканизмом свидетельствуют отношения средних содержаний $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ и $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$, которые постепенно возрастают от прилегающих к вулканическому очагу членов фациального профиля к удаленным (табл. 39). Характерно, что отношение $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$ всегда меньше 1, а отношение $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ располагается в пределах 25—80, что типично для пород, генетически связанных с вулканизмом (Гинзбург, 1957; Albrecht, 1948).

Распределение химических элементов на фациальных профилях лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

В лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, характеризующейся тесной парагенетической связью железистых кварцитов с измененными кислыми туфами и их лавами, наблюдается такой же тип распределения химических элементов, что и в сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации. В этой формации на основании ритмичного и циклического строения рудно-сланцевых толщ и латеральных изменений выделяются два фациальных профиля, отличающиеся удаленностью формирования пород от вулканических очагов.

Геохимический облик фациальных профилей представлен на рис. 47, 48 и табл. 40.



Для наглядности графики распределения химических элементов разорваны на левую половину, представленную вулканогенными породами, и правую, сложенную терригенными и химическими осадками.

При рассмотрении кривых распределения химических элементов правой половины графиков, характеризующих удаленные от вулканических очагов участки фациальных профилей (терригенные и химические осадки), устанавливается, что средние содержания главных элементов (Fe, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO, MgO, CaO, S, P) и элементов-примесей, а также отношения средних содержаний и молекулярных количеств $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{P}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$; $\frac{\text{Ti}}{\text{Al}}$; $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$; $\frac{\text{Ge}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$; изменяются закономерно и отражают собой сглаженно-упорядоченный тип распределения химических элементов (рис. 47, 48).

На отрезках фациальных профилей формации, сложенных вулканическими породами, в распределении петрогенных элементов, элементов-примесей и некоторых их отношений не наблюдается четкой, строгой закономерности и устанавливается тенденция к пестрому типу распределения химических элементов. Два типа распределения химических элементов, присутствующих на одном и том же профиле формации, обязаны двум формам миграции элементов при осадконакоплении — в форме взвесей и в форме истинных растворов и коллоидов. Характерно, что для большинства элементов-примесей, как и в сланцево-лептитовой желези-

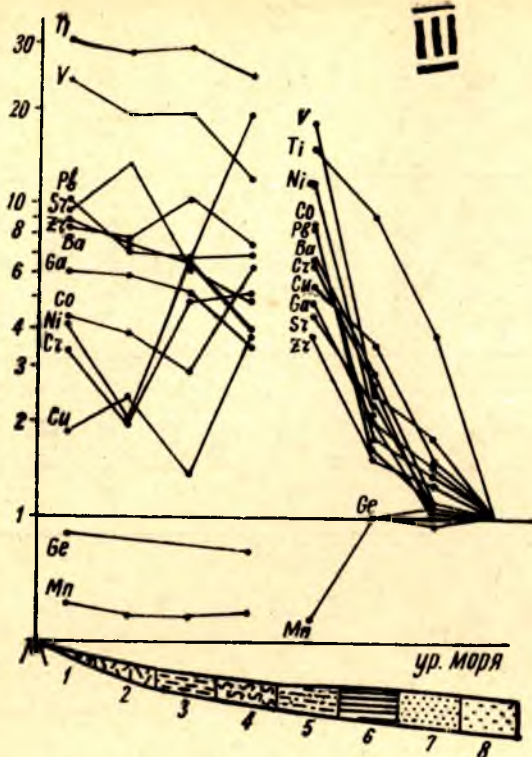


Рис. 46. Схема распределения химических элементов на фациальных профилях Костомукшской (I, II) и Гимольской (III) градаций сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации. Концентрация компонентов в более богатых магнетитом гематит-содержащих разностях железистых кварцитов принята за единицу. Вертикальный масштаб — логарифмический.

Костомукшская градация (I, II): 1 — туфобрекчии; 2 — туфогенные сланцы; 3 — графитистые сульфидсодержащие сланцы (сульфидная фация); 4 — грюнеритовые и биотито-грюнеритовые кварциты (силикатная фация железисто-кремнистых пород); 5 — магнетито-грюнеритовые, магнетито-биотито-грюнеритовые и грюнерито-магнетитовые кварциты (окисно-силикатная фация железисто-кремнистых пород); 6 — магнетитовые, биотито-магнетитовые, рибекито-магнетитовые гематит-содержащие кварциты (окисная фация железисто-кремнистых пород).

Гимольская градация (III): 1 — конгломераты и туфоконгломераты; 2 — лептитовые гнейсы по кислым лавам и их туфам; 3 — кварцево-биотитовые туфогенные гнейсо-сланцы; 4 — мусковито-кварцевые сланцы; 5 — графитистые кварцево-биотитовые сульфидсодержащие гнейсо-сланцы; 6 — грюнеритовые и грюнерито-биотитовые кварциты; 7 — грюнерито-магнетитовые и магнетито-грюнеритовые кварциты; 8 — магнетитовые кварциты.

сто-кремнистой формации, область максимального накопления падает на сланцевую часть фациальных профилей (туфосланцы, амфиболо-гранитовые сланцы и графитистые сланцы).

Распределение химических элементов на фациальном профиле спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации

Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация характеризуется тесной парагенетической ассоциацией железистых кварцитов с измененными основными туфами и лавами. Строение фациального профиля и его геохимический облик на примере района Маньга — Киндасово приведены на рис. 49, табл. 41.

Из рассмотренных графиков распределения главных химических компонентов участка фациального профиля, сложенного глубоководными терригенными и химическими осадками, устанавливается, что содержание химических элементов определяется положением пород на фациальном профиле.

Особое место среди главных элементов спилито-диабазовой формации Маньгинского месторождения занимает S, максимальные концентрации которой приурочены к графитистым сульфидсодержащим сланцам и силикатно-окисному типу железисто-кремнистых пород с резким понижением средних содержаний S в силикатном типе железисто-кремнистых пород.

Такое своеобразное распределение S в породах формации — характерная черта геохимического профиля спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации, железисто-кремнистые породы которой в значи-

Средние содержания химических компонентов (в весовых %) и некоторые их отношения в породах лептитово-порфировой железисто-кремнистой формации Костомукшского месторождения (по 180 химическим и 667 спектральным анализам)

Компоненты	Плагипорфиры, геллефлинты, лептитовые гнейсы	Туфогенные сланцы	Гранато-амфиболовые сланцы и кварциты	Графитистые сланцы	Грюнеритовые и биотито-грюнеритовые кварциты	Магнетито-грюнеритовые и биотито-грюнерито-магнетитовые кварциты	Биотито-магнетитовые и магнетитовые кварциты
Fe _{общ.}	1,50	8,31	19,71	4,98	24,25	29,86	34,40
Fe ³⁺	0,8	1,89	3,46	1,35	7,64	14,86	21,57
Fe ²⁺	0,7	6,42	16,25	3,63	16,61	15,0	12,83
SiO ₂	69,19	61,75	52,21	65,01	53,33	42,97	38,22
$\frac{\text{мол. кол. SiO}_2}{\text{атом. кол. Fe}}$	57,6	9,1	3,23	16,1	2,71	1,81	1,41
TiO ₂	0,204	0,64	0,548	0,506	0,165	0,135	0,108
Al ₂ O ₃	16,37	14,24	10,91	16,82	6,33	3,09	2,61
Al ₂ O ₃ : (FeO + Fe ₂ O ₃)	8,33	1,31	0,42	2,56	0,19	0,076	0,055
Al ₂ O ₃ : SiO ₂	0,068	0,071	0,118	0,258	0,208	0,230	0,236
Ti : Al	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$5,1 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$4,9 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$
MnO	0,018	0,054	0,154	0,087	0,142	0,069	0,04
Mn : Fe	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$13,4 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-3}$

MgO	0,48	3,4	4,35	2,43	2,57	2,82	1,5
CaO	2,39	2,45	2,83	1,84	2,76	3,9	1,04
S	—	0,05	0,187	2,95	0,52	0,39	0,09
P	0,007	0,075	0,058	0,029	0,079	0,081	0,066
P : Fe	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Ge : Fe	—	$1,32 \cdot 10^{-5}$	$1,22 \cdot 10^{-5}$	$2,21 \cdot 10^{-5}$	$1,15 \cdot 10^{-5}$	$0,90 \cdot 10^{-5}$	$0,96 \cdot 10^{-5}$
V	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$17 \cdot 10^{-3}$	$11 \cdot 10^{-3}$	$14,7 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$0,77 \cdot 10^{-3}$
Ti : V	118,0	21,8	30,3	20,6	35,5	50,6	84,5
Cu	$0,32 \cdot 10^{-3}$	$4,55 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$1,67 \cdot 10^{-3}$
Co	$0,25 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$0,4 \cdot 10^{-3}$	$0,2 \cdot 10^{-3}$	$0,15 \cdot 10^{-3}$
Ni	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$17 \cdot 10^{-3}$	$19 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$0,97 \cdot 10^{-3}$
Sr	$7,2 \cdot 10^{-2}$	$2,85 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$0,71 \cdot 10^{-2}$	$0,58 \cdot 10^{-2}$	$0,57 \cdot 10^{-2}$
Cr	$0,54 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$0,68 \cdot 10^{-2}$	$0,2 \cdot 10^{-2}$	$0,07 \cdot 10^{-2}$
Ba	$8,2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$0,59 \cdot 10^{-2}$
Sr : Ba	0,87	0,65	0,45	0,22	0,24	0,53	0,97

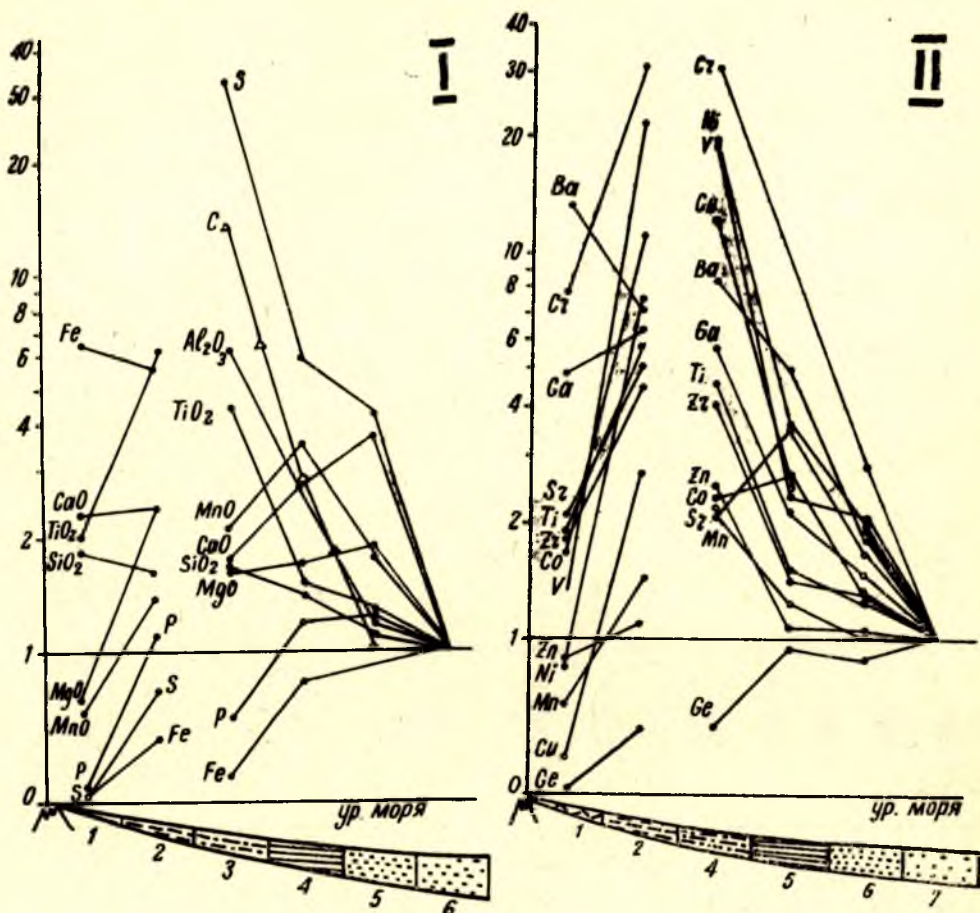


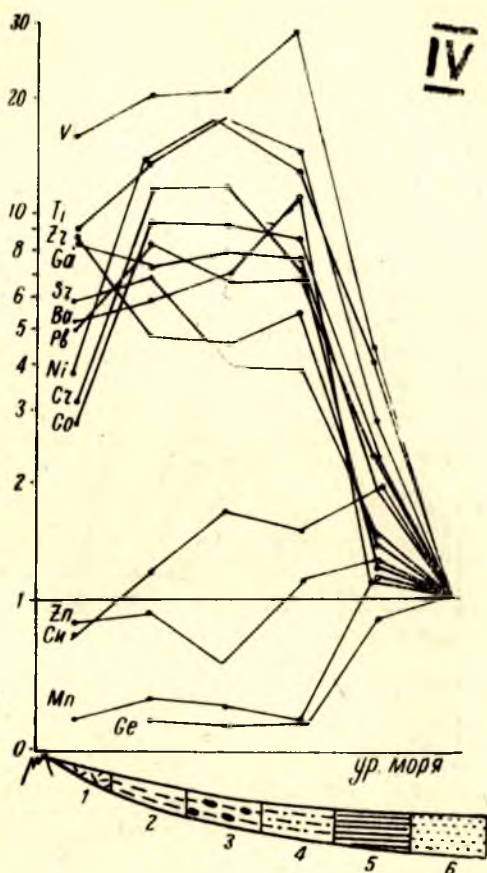
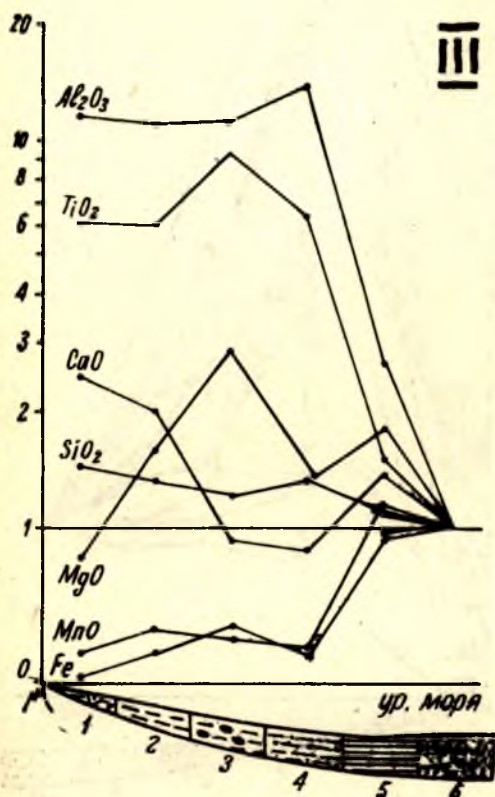
Рис. 47. Схема распределения химических элементов глубоководных формации Костомукшского (I, II) и Гимольского (III, IV) месторождений железистых кварцитов
1 — плагиопорфиры, геллефлинты, лептитовые гнейсы; 2 — туфогенные риты
4 — графитистые сульфидсодержащие сланцы; 5 — грюнеритовые и биотито-грюнеритовые кварциты; 7 — магнетитовые.

тельной степени обогащены этим элементом, по сравнению с вулканогенными (лептитовыми) железисто-кремнистыми формациями.

Отношения средних содержаний и молекулярных количеств ряда компонентов — $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe руд.}}$; $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe руд.}}$; $\frac{\text{P}}{\text{Fe руд.}}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ и $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ (табл. 41) — убывают в направлении к более удаленным от вулканического очага членам фациального профиля.

Таким образом, на данном отрезке фациального профиля, как и на профилях вышерассмотренных формаций, наблюдается тенденция к сглаженно-упорядоченному типу распределения главных элементов.

При рассмотрении графиков распределения средних содержаний химических компонентов и некоторых их отношений участка фациального профиля, сложенного вулканическими основными породами (порфиробластические хлорито-амфиболовые сланцы, амфиболовые сланцы и амфибо-



фациальных профилей лептито-порфировой железисто-кремнистой деней. Концентрация компонентов в более богатых магнетитом раз- принята за единицу:

мичнослойные сланцы; 3 — «пятнистые» ритмичнослойные туфогенные сланцы; неритовые кварциты; 6 — магнетитово-грюнеритовые, магнетито-биотито-грюнери- биотито-магнетитовые кварциты.

литы), наблюдается тенденция к неупорядоченному, пестрому типу распределения химических компонентов.

Отношения содержаний и молекулярных количеств ряда химических элементов $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_{\text{рудн.}}}$; $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}_{\text{рудн.}}}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ и $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3}$ — на данном отрезке фациального профиля изменяются без видимой закономерности.

На рис. 49 и табл. 41 показано также распределение элементов-примесей на фациальном профиле рассматриваемой формации. Здесь наблюдается та же тенденция в распределении химических элементов-примесей, что и для главных элементов.

Исключение из общей схемы распределения элементов-примесей на удаленном отрезке фациального профиля составляют Cu, Mn, Co, Ge, концентрации которых понижаются при переходе от силикатного типа железисто-кремнистых пород к терригенным осадкам. Необходимо обра-

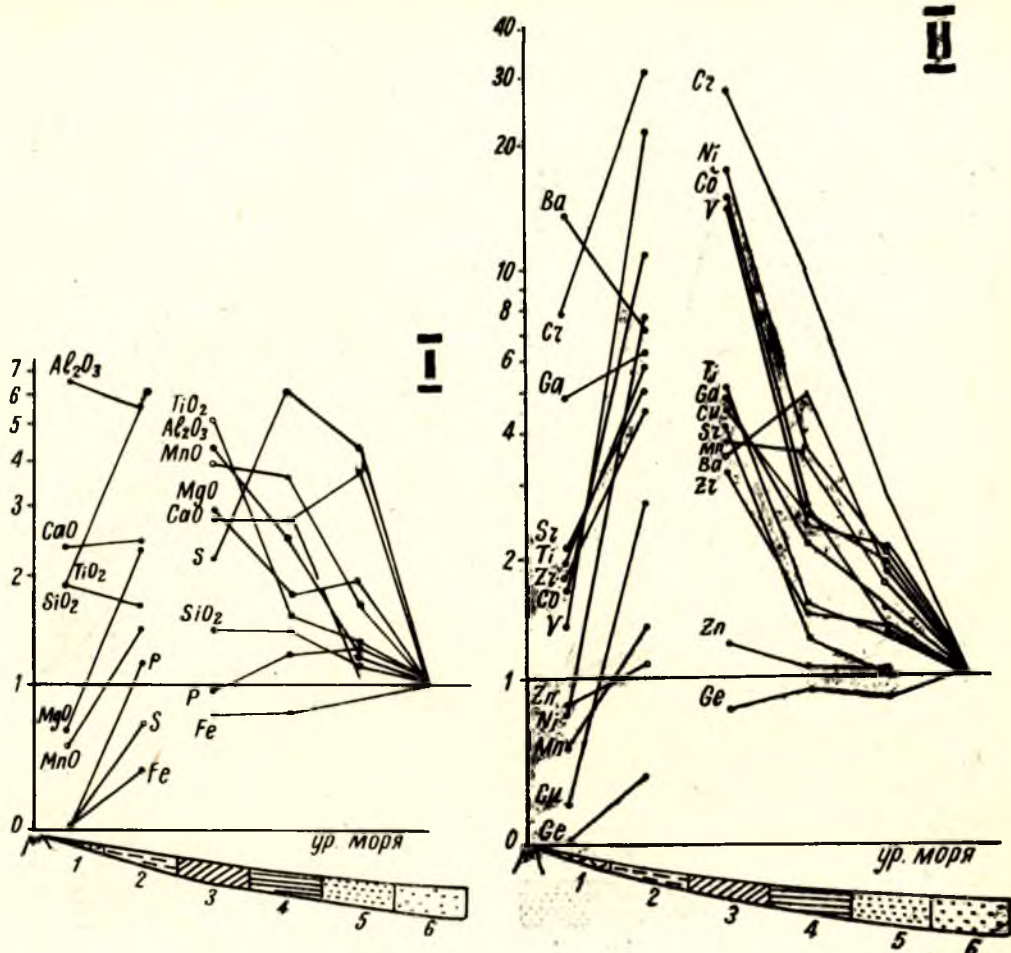
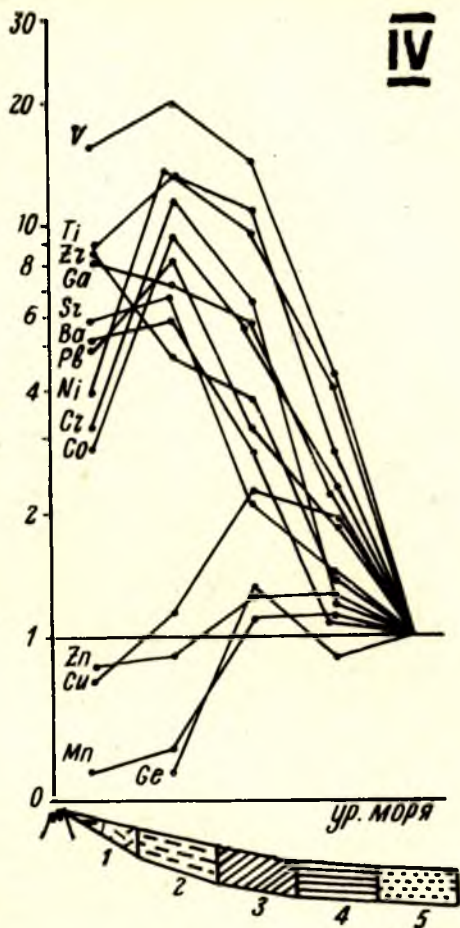
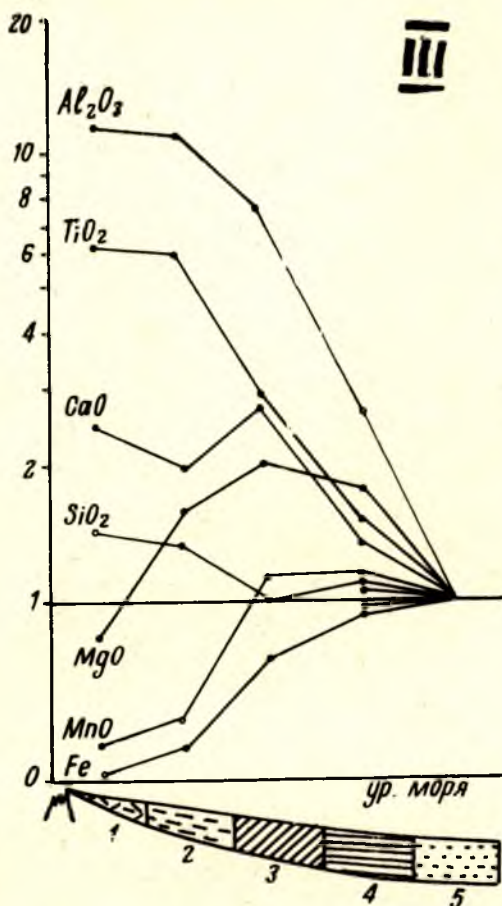


Рис. 48. Схема распределения химических элементов на прилегающих железисто-кремнистой формации Костомукшского (I, II) и Гимоль богатых магнетитом разностях
1 — плагиопорфиры, геллефлинты, лептитовые гнейсы; 2 — туфогенные
4 — грюнеритовые и биотито-грюнеритовые кварциты; 5 — магнетито-грюнеритовые

туть внимание, что концентрация этих химических элементов в породах вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций также является исключением из общей схемы распределения элементов-примесей, но уменьшение концентраций данных элементов происходит при переходе от глиноземисто-железисто-кремнистых пород (амфиболо-гранатовые сланцы и кварциты) или глубоководных терригенных осадков (графитистые сланцы) к туфогенным сланцам.

Таким образом, концентрация этих элементов-примесей в породах спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации несколько смещена в пелагическую, более глубоководную часть фациального профиля по сравнению с фациальными профилями вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций.

Сравнение геохимических особенностей вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии с терригенно-осадочным типом кремнисто-железистых формаций КМА (Плаксенко, 1966) показывает, что



к вулканическому очагу фациальных профилей лептито-порфирового (III, IV) месторождений. Концентрация компонентов в более железистых кварцитах принята за единицу:
 ритмично-слоистые сланцы; 3 — гранато-амфиболовые сланцы и кварциты;
 вые и гронерито-магнетитовые кварциты; 6 — магнетитовые, биогити-магнети-
 кварциты.

наряду с чертами сходства в характере распределения элементов на фациальных профилях формаций различного генезиса имеют место следующие различия:

1) В пределах фациального профиля терригенно-осадочной железисто-кремнистой формации КМА наблюдается сглаженно-упорядоченный тип распределения химических элементов на всем протяжении профиля, что обусловлено интенсивным химическим выветриванием водосборных площадей, поставлявших химические элементы, в то время как фациальные профили вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций Карелии имеют более сложный тип распределения химических элементов. На участках профилей, сложенных химическими осадками и графитистыми сланцами, наблюдается сглаженно-упорядоченный тип распределения элементов; на отрезках фациальных профилей, представленных вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, выявляется пестрый тип распределения элементов.

2) В вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии концентрации ряда химических компонентов (Al_2O_3 , TiO_2 , Sr, Ba, Ga, V и др.) приурочены к крайним, прилегающим к вулканическому очагу членам фациальных профилей (туфогенные сланцы), тогда как в терригенно-осадочных формациях КМА максимальные концентрации этих элементов находятся в области более глубоководных членов фациального профиля (глинистых сланцах, филлитах, кристаллических сланцах и малорудных магнетитовых кварцитах).

3) В пределах всего фациального профиля терригенно-осадочных формаций КМА MgO преобладает над CaO , что не наблюдается в породах фациальных профилей железисто-кремнистых вулканогенных формаций Карелии.

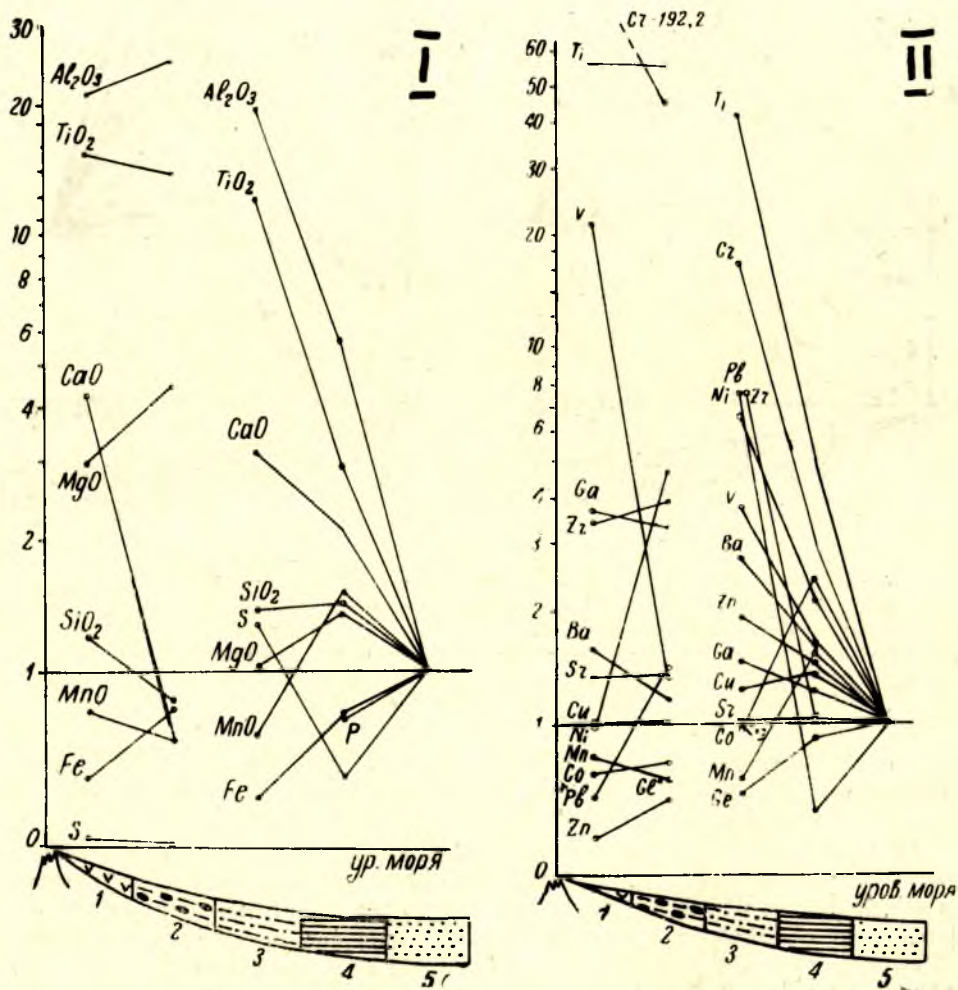


Рис. 49. Схема распределения химических элементов на фациальном профиле спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации Маньгинского месторождения. Концентрация компонентов в более богатых магнетитом разностях железистых кварцитов принята за единицу:

1 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 2 — порфиробластические амфиболо-хлоритовые сланцы; 3 — графитистые сульфидсодержащие сланцы; 4 — грюнеритовые кварциты; 5 — магнетито-грюнеритовые и грюнерито-магнетитовые кварциты.

Средние содержания химических компонентов (в весовых %) и некоторые их отношения в породах спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации Маньгинского месторождения (по 60 химическим и 194 спектральным анализам)

Компоненты	Амфиболовые, полевшпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты	Порфиробластические амфиболо-хлоритовые сланцы	Графитистые сланцы	Грионеритовые и роговообманково-грионеритовые кварциты	Грионерито-магнетитовые кварциты
Fe _{общ.}	9,71	23,09	6,81	20,99	35,17
SiO ₂	47,60	29,74	53,68	55,22	39,64
$\frac{\text{мол. кол. SiO}_2}{\text{атом. кол. Fe}}$	5,9	1,56	9,12	2,88	1,47
TiO ₂	1,04	0,95	0,79	0,2	0,069
Al ₂ O ₃	14,42	17,04	12,16	3,88	0,69
Al ₂ O ₃ : (FeO + Fe ₂ O ₃)	1,13	0,56	1,27	0,019	0,015
Al ₂ O ₃ : SiO ₂	0,302	0,57	0,226	0,184	0,0196
Ti : Al	0,026	0,023	0,023	0,059	0,11
MnO	0,34	0,26	0,24	0,79	0,51
Mn : Fe	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$0,87 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
MgO	7,02	10,39	2,43	3,25	2,35
CaO	10,98	1,33	8,12	5,54	2,54
S	0,17	0,08	5,53	1,29	4,29
P	—	—	—	0,15	0,24
P : Fe	—	—	—	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$
Ge : Fe	—	$6,4 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$0,88 \cdot 10^{-5}$
V	$15,7 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-3}$	$2,77 \cdot 10^{-3}$	$1,22 \cdot 10^{-3}$	$0,74 \cdot 10^{-3}$
Ti : V	66,2	95	285	88	64
Cu	$3,07 \cdot 10^{-2}$	$3,05 \cdot 10^{-2}$	$3,69 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$
Co	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$0,56 \cdot 10^{-2}$	$0,8 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$0,91 \cdot 10^{-2}$
Ni	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$0,48 \cdot 10^{-2}$
Sr	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Cr	$39,6 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$0,6 \cdot 10^{-3}$	$0,2 \cdot 10^{-3}$
Ba	$0,9 \cdot 10^{-2}$	$0,66 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$0,84 \cdot 10^{-2}$	$0,56 \cdot 10^{-2}$
Sr : Ba	0,8	1,1 (?)	0,37	0,67	0,97

4) На фаціальном профиле терригенно-осадочных формаций КМА «максимум концентрации CaO сдвинут относительно MgO вглубь»; в вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии концентрации MgO и CaO в пределах фаціальных профилей сходны.

5) В терригенно-осадочных формациях КМА отношения средних содержаний $\frac{\text{Ti}}{\text{Al}}$; $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ и $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$ на участках рудных фаций профиля закономерно убывают от наиболее мелководных кварцитов к наиболее глубоководным (гематито-магнетитовые и гематитовые кварциты), тогда как в вулканогенных формациях Карелии эти отношения в пределах всего фаціального профиля изменяются в противоположном направлении.

6) Отношение средних содержаний $\frac{Sr}{Ba}$ в пределах терригенно-осадочных формаций КМА всегда больше 1, что, как отмечает И. И. Гинзбург, характерно для месторождений осадочного происхождения. В породах вулканогенных формаций Карелии отношение $\frac{Sr}{Ba}$ всегда меньше 1, что указывает на осадочно-вулканогенное происхождение пород.

7) Отношение $\frac{Ti}{V}$ в породах терригенно-осадочных формаций КМА несколько больше 1 и измеряется в пределах 1—10,0, что свидетельствует (Albrecht, 1948) об осадочном происхождении железистых кварцитов, тогда как в вулканогенных формациях Карелии это отношение изменяется в пределах 25—85, что характерно для вулканогенно-осадочных пород.

Влияние метаморфизма на концентрацию химических элементов

Для выявления влияния метаморфизма на распределение химических элементов в железистых породах гимольской серии нами использована диаграмма И. В. Александрова (1958, 1959), на которую были нанесены

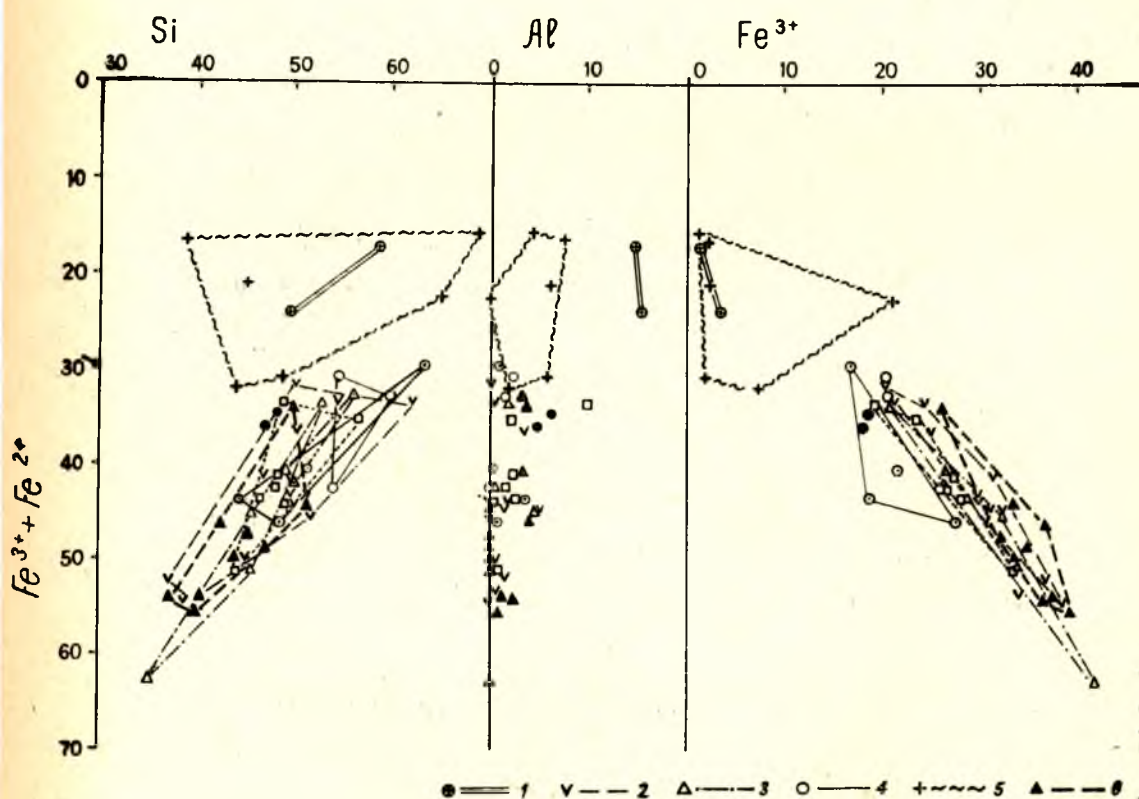
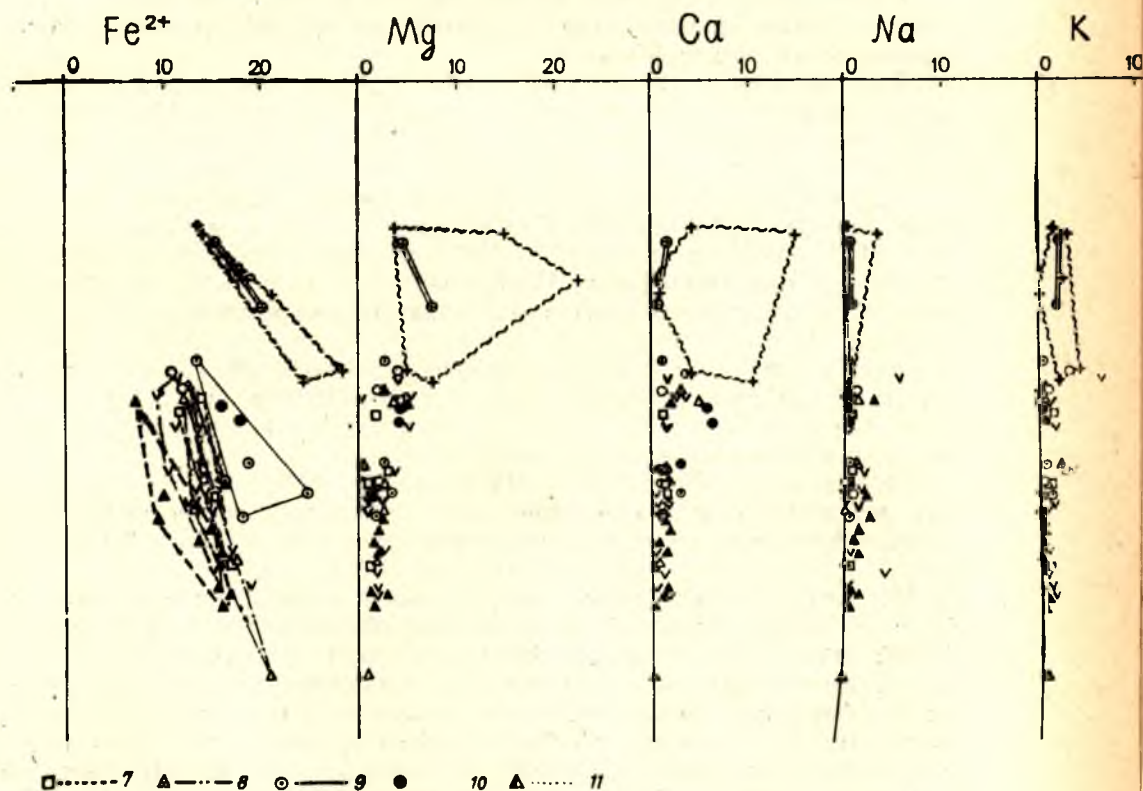


Рис. 50. Диаграммы содержания химических элементов в железистых породах (рассчитанные по методу

1 — Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма; 2 — рибекито-магнетитовые и магнетито-грюнеритовые кварциты; 5 — грюнерито-биотитовые кварциты; 6 — кроссито-магнетитовые кварциты; 7 — актинолитово-грюнерито-магнетитовые кварциты; 10 — роговообманково-магнетитовые кварциты; 11 — грюнерито-роговообманково-магнетитовые кварциты

данные пересчета химических анализов железистых кварцитов из различных зон метаморфизма (рис. 50). Эта диаграмма позволяет выявить изменение химического состава пород при метаморфизме, а также установить взаимосвязь поведения химических элементов. На диаграмму были нанесены химические составы железистых кварцитов, измененных в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма и начальных этапов ультраметаморфизма. При этом большая часть анализов отобрана из железистых кварцитов Костомукшского железорудного месторождения. При построении диаграмм весовые проценты химических элементов пересчитывались на атомные количества. Затем определялась сумма атомных количеств Si, Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Ca, Na, K и вычислялись атомные проценты перечисленных элементов. По оси ординат на всех диаграммах откладывалась сумма атомных процентов Fe^{3+} и Fe^{2+} , а по оси абсцисс нанесены атомные проценты одного из вышеперечисленных химических элементов.

Железо в качестве основного химического компонента выбрано по следующим причинам: во-первых, железо при метаморфических и метасоматических процессах в породах железисто-кремнистых формаций, как показали исследования И. В. Александрова (1958, 1959), Н. А. Елисеева и др. (1961), ведет себя инертно; во-вторых, породы, выбранные нами



кварцитах гимольской серии в зависимости от степени метаморфизма (А. А. Александрова):

фаза: I — биотито-хлоритовые кварциты; II. Эпидот-амфиболитовые кварциты; 3 — биотито-магнетитовые кварциты; 4 — биотито-грюитовые кварциты; III. Амфиболитовая фация регионального магнетитовые кварциты; 8 — биотито-магнетитовые кварциты; 9 — роговообманкварциты. IV. Начальные этапы ультраметаморфизма: мигматизированные.

для построения диаграмм, характеризуются повышенными концентрациями железа, содержание которого изменяется в широких пределах (от 15,6 до 62 атом. %).

На диаграмме по петрографическим признакам выделены и оконтурены следующие типы железистых кварцитов (рис. 50):

I — Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма: 1 — хлорито-биотитовые кварциты.

II — Эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма: 2 — рибекито-магнетитовые кварциты; 3 — биотито-магнетитовые кварциты; 4 — биотито-грюнерито-магнетитовые и магнетито-грюнеритовые кварциты; 5 — грюнерито-биотитовые и биотито-грюнеритовые кварциты.

III — Амфиболитовая фация регионального метаморфизма: 6 — кроссито-магнетитовые кварциты; 7 — актинолито-магнетитовые кварциты; 8 — роговообманково-магнетитовые кварциты; 9 — биотито-магнетитовые кварциты; 10 — биотито-грюнерито-магнетитовые и магнетито-грюнеритовые кварциты.

IV — Начальные этапы ультраметаморфизма: 11 — грюнерито-роговообманково-магнетитовые и роговообманково-магнетитовые кварциты.

Характерной чертой распределения химических анализов на всех диаграммах являются совместные поля развития хлорито-биотитовых кварцитов (зеленосланцевая фация метаморфизма), грюнерито-биотитовых и биотито-грюнеритовых кварцитов (эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма).

Лишь на диаграмме $Al - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ поля развития этих железистых кварцитов разделяются. Повышенное содержание Al в хлорито-биотитовых кварцитах (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма), вероятно, объясняется повышенным содержанием глинозема в этих разностях железистых кварцитов Совдозерского месторождения и обусловлено седиментацией. Вполне определенные поля на диаграммах $Na - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ и $K - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ занимают железистые кварциты из зоны ультраметаморфизма. Повышенные содержания K и Na обусловлены наличием полевых шпатов, образовавшихся при привносе в породы щелочей.

Поля развития других петрографических разностей железисто-кремнистых пород на всех диаграммах, за исключением диаграмм $Fe^{3+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ и $Fe^{2+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$, почти полностью перекрывают друг друга и объединяются в единое поле.

На диаграммах $Fe^{3+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ и $Fe^{2+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ происходит незначительное разделение полей различных петрографических разностей железистых кварцитов, что обусловлено литологией этих пород.

Как видно на приводимом рис. 50, при изменении степени метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма для всех петрографических разностей железистых кварцитов осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций гимольской серии, не исключая железистые кварциты, содержащие щелочные амфиболы (рибекиты, кросситы, актинолиты) и щелочные пироксены (диопсид — эгирины), не происходит привноса и выноса главных петрогенных химических элементов — Si , Al , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg , Ca , Na и K .

Таким образом, метаморфизм железистых кварцитов был изохимическим для приводимых выше фаз физико-химических условий и протекал в закрытой системе без изменения химического состава пород. Из диаграмм также явствует, что в железистые кварциты не привносились щелочи, хотя в них и присутствуют щелочные минералы (рибекит и др.).

Привнос щелочей имел место в начальные этапы ультраметаморфизма, о чем свидетельствует появление микроклина.

В породах гимольской серии изучалось также влияние метаморфических преобразований на концентрацию элементов-примесей. Эти исследования проводились на минералах железистых кварцитов и обобщены на рис. 51.

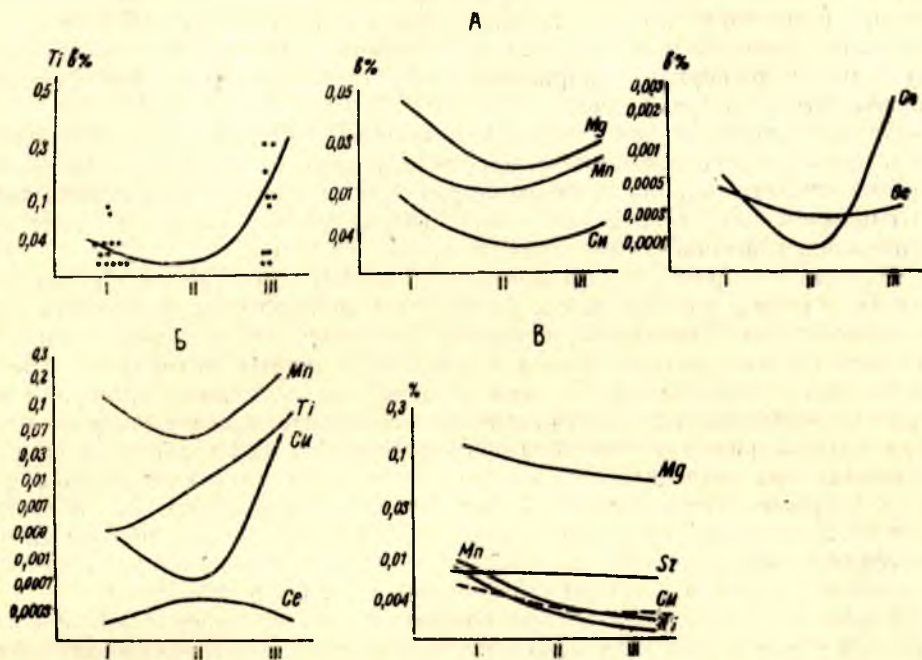


Рис. 51. Диаграмма зависимости содержания элементов-примесей в минералах железистых кварцитов Костомукшского месторождения от степени метаморфизма. (А — магнетит; Б — грюнерит; В — кварц). Вертикальный масштаб — логарифмический.

I — эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма; II — амфиболитовая фация регионального метаморфизма; III — начальные этапы ультраметаморфизма.

Для того, чтобы исключить влияние литологического состава пород на концентрацию элементов-примесей в минералах, исследованию были подвергнуты железистые кварциты одной петрографической разновидности с узким интервалом колебаний содержания Fe растворимого (20—30%).

На вертикальной оси диаграмм нанесено содержание микроэлементов в весовых процентах; на горизонтальной оси — фации метаморфизма в порядке возрастания степени метаморфизма: эпидот-амфиболитовая фация → амфиболитовая фация → начальные этапы ультраметаморфизма (мигматизация железистых кварцитов кварцево-полевошпатовым материалом).

Как видно из диаграмм распределения элементов-примесей в породообразующих минералах железистых кварцитов гимольской серии — магнетите, грюнерите и кварце, при увеличении степени метаморфизма от эпидот-амфиболитовой фации до начальных этапов ультраметаморфизма химические элементы Mn, Mg, Ti, Cu, Cr, Ge и Sr ведут себя как вполне подвижные компоненты и чутко реагируют на изменение физико-химических условий среды. При этом намечаются следующие закономерности. При изменении условий от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма происходит понижение concentra-

ций, вынос почти всех элементов-примесей во всех минералах, за исключением Ge и Ti в грюнерите, содержание которых в этих же условиях возрастает.

С дальнейшим увеличением степени метаморфизма от амфиболитовой фации до начальных этапов ультраметаморфизма в изменении концентраций элементов-примесей в минералах намечаются две противоположные тенденции: увеличение содержаний почти всех химических элементов при изменении степени метаморфизма в магнетите и грюнерите и понижение концентраций элементов в кварце. Исключение составляет германий в грюнерите, содержание которого в этом интервале физико-химических условий падает.

Такие колебания концентраций химических элементов в минералах железистых кварцитов зависят, вероятно, в первую очередь от высокого химического потенциала элементов-примесей, по сравнению с химическим потенциалом петрогенных элементов (Коржинский, 1953), а также от меняющихся физико-химических условий.

Изучение влияния метаморфических преобразований на концентрацию Ge в породах и минералах железистых кварцитов показало, что при незначительных изменениях концентраций элемента в породе при изменении степени метаморфизма в вышеприведенных интервалах имеет место перераспределение Ge между породообразующими минералами. При этом наблюдается следующая закономерность: при возрастании степени метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма концентрация Ge в магнетите уменьшается, а в грюнерите возрастает (рис. 52). При дальнейшем возрастании степени метаморфизма до начальных этапов ультраметаморфизма намечается обратная картина — возрастание средних содержаний химического элемента в магнетите и падение концентраций Ge в грюнерите.

Такая же тенденция в распределении Ge между минералами при изменении условий регионального метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций намечается для железистых кварцитов, содер-

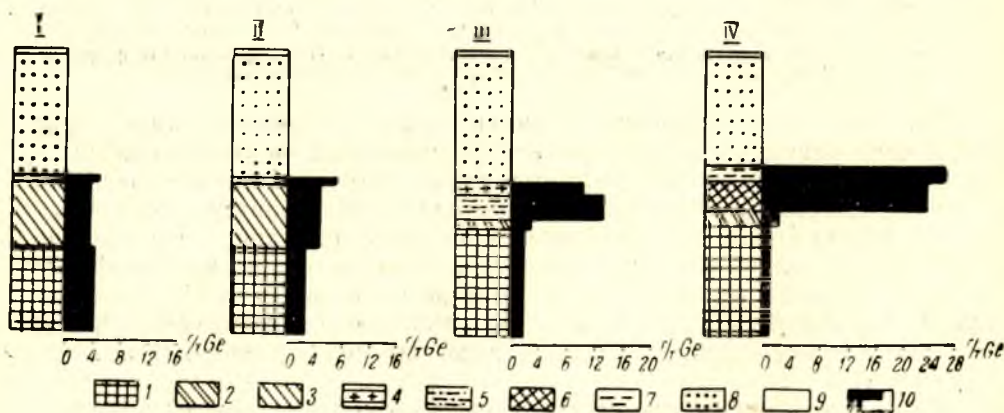


Рис. 52. Диаграмма распределения германия в минералах некоторых петрографических разновидностей железистых кварцитов Костомукшского месторождения в зависимости от степени метаморфизма.

I и II — биотито-грюнерито-магнетитовые кварциты эпидот-амфиболитовой (I) и амфиболитовой (II) фаций регионального метаморфизма.

III — рибекито-магнетитовые кварциты (эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма).

IV — кроссито-магнетитовые кварциты (амфиболитовая фация регионального метаморфизма).

1 — магнетит; 2 — гематит; 3 — грюнерит; 4 — биотит; 5 — рибекит; 6 — кроссит; 7 — диопсид-эгирины; 8 — кварц; 9 — прочие минералы; 10 — гистограмма содержания германия.

жащих щелочные амфиболы и пироксены, в которых еще более возрастает степень перераспределения Ge между минералами. Максимальные концентрации элемента в этих минеральных ассоциациях приурочены к наиболее высокотемпературным разностям щелочных минералов — диопсид-эгирину и кросситу, в которых железо связано преимущественно в окисной форме. В этих разностях железистых кварцитов минимальные содержания Ge отмечаются в магнетите (рис. 52).

Вышеприведенные данные о распределении петрогенных элементов в железистых кварцитах гимольской серии свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма для этих элементов протекал как изохимический процесс, без существенного изменения химического состава пород, и только в условиях начальных этапов ультраметаморфизма наблюдаются некоторые изменения химического состава железистых кварцитов, заключающиеся в привносе щелочей, что отражает начальные этапы метасоматических преобразований.

Иначе ведут себя элементы-примеси, которые в минералах железистых кварцитов при изменении физико-химических условий среды (для условий регионального метаморфизма и начальных этапов ультраметаморфизма) ведут себя как подвижные компоненты.

Влияние палеофациальных и геохимических условий осадконакопления на концентрацию элементов-примесей

В связи с постановкой проблемы метаморфогенного образования месторождений Fe, Cu, Pb, Ni и других элементов интересно рассмотреть данные геохимического изучения гимольской серии и выделить основные типы пород, которые могут явиться потенциальными носителями высоких концентраций некоторых элементов. С этой целью составлены графики распределения для основных типов пород, обогащенных микроэлементами. Метаморфические породы сгруппированы по формациям, а для сланцево-лепитовой железисто-кремнистой формации, палеофациальные условия седиментации осадков которой были сложными, — по градациям.

При рассмотрении графиков распределения элементов-примесей в магнетитовых кварцитах железисто-кремнистой формации отчетливо определяются вышекларковые содержания Ge (рис. 53, 1). Устанавливается, что максимальных содержаний Ge достигает в Костомукшской градации, которая формировалась в области фациального перехода кислых туфогенных отложений в мергелистые осадки. В Большезерской и Гимольской градациях, осадконакопление которых протекало в несколько иной фациальной обстановке, содержание Ge в окисном типе железистых кварцитов снижается, приближаясь к кларковым значениям.

Иное распределение по градациям наблюдается у Mn. В Костомукшской градации его содержание не достигает кларковых величин.

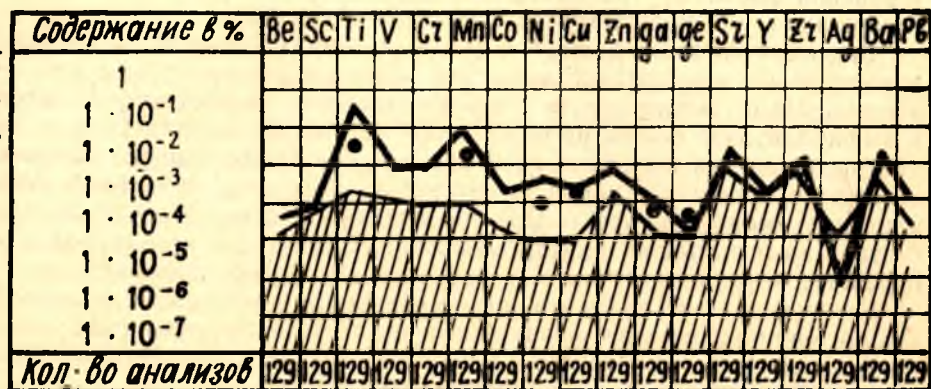
Максимальные концентрации Mn наблюдаются в окисных рудах Большезерской градации, формирование которой протекало в области фациального перехода туфогенных (кислых) отложений в песчано-глинистые и глинистые осадки, на сравнительно большом удалении от вулканических очагов.

Все другие элементы-примеси, показанные на графике, в окисном типе железистых кварцитов не достигают кларковых содержаний. Однако в Большезерской и Гимольской градациях, по сравнению с Костомукшской, наблюдаются повышенные содержания Cr, а в Костомукшской градации увеличивается содержание Ga, Cu и Ni.

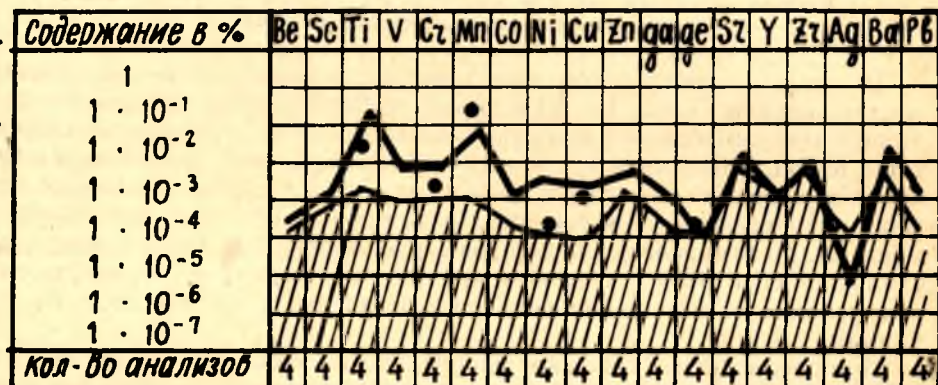
A

I

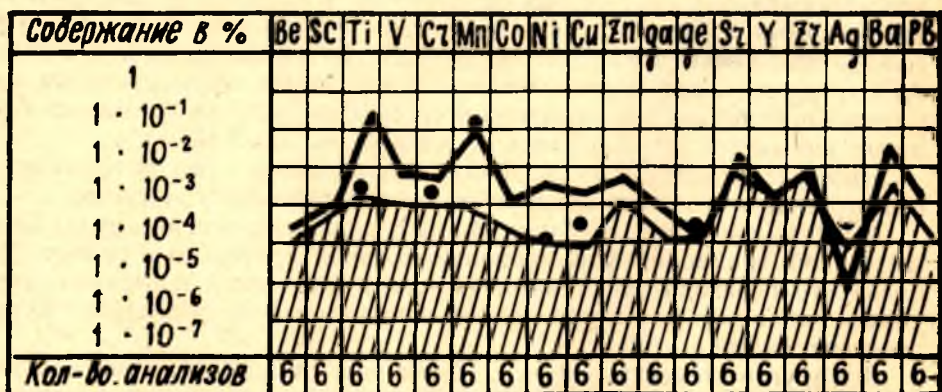
Костомужская градация

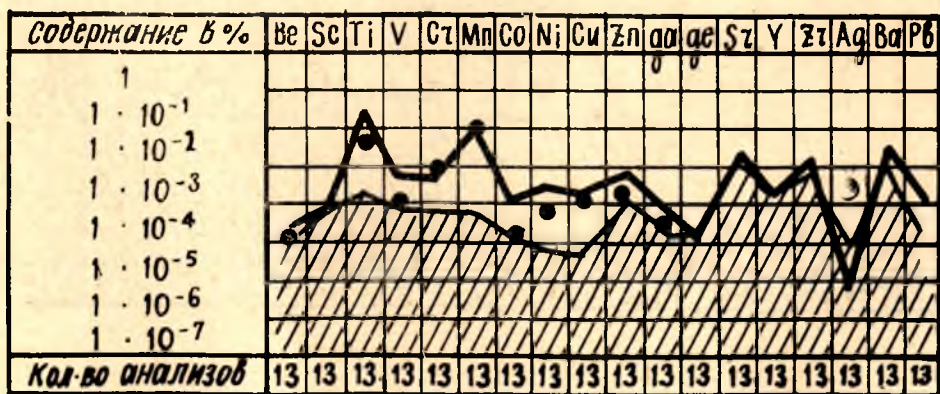
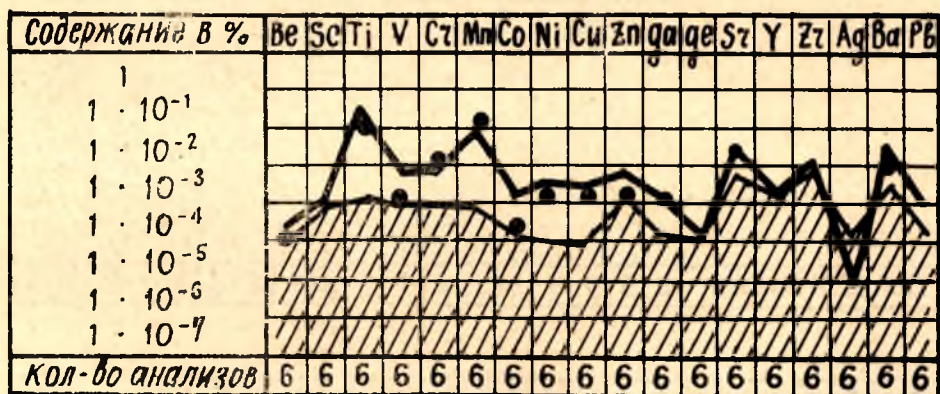
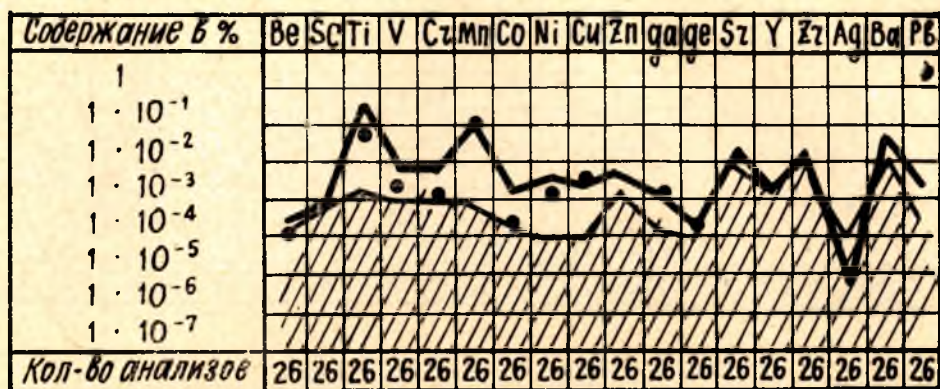


Большозерская градация

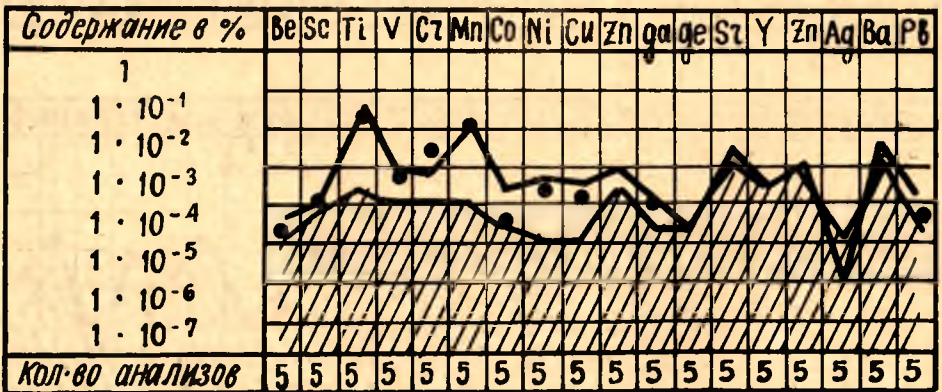
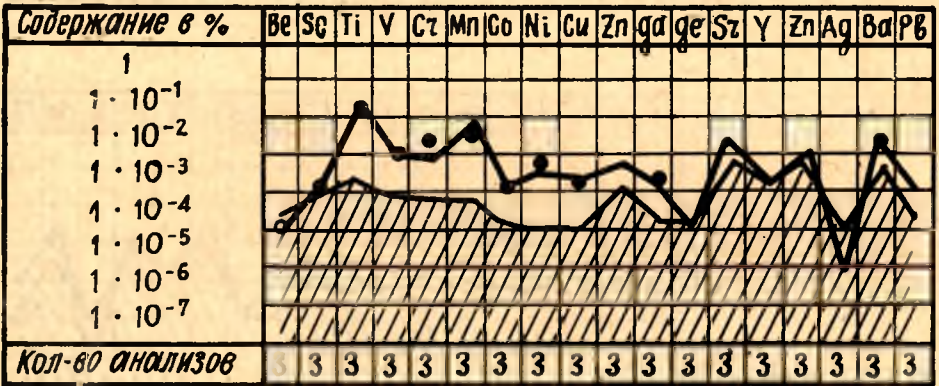
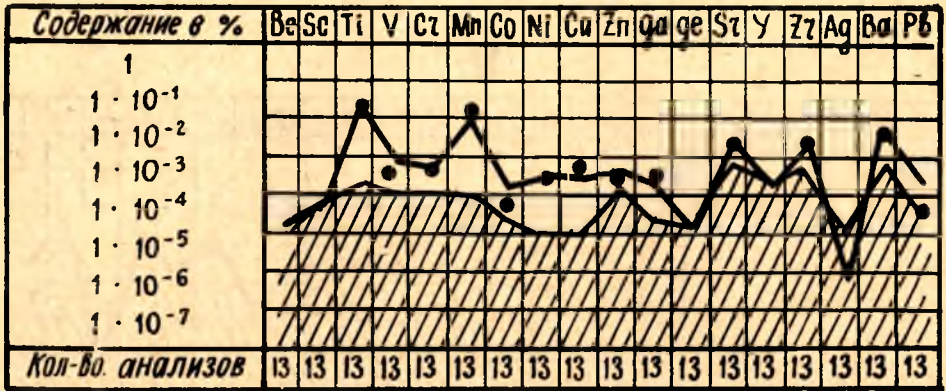


Гимольская градация

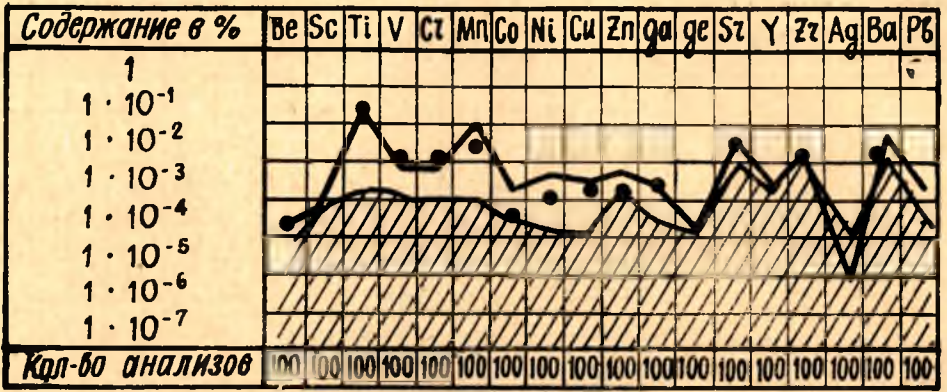




III

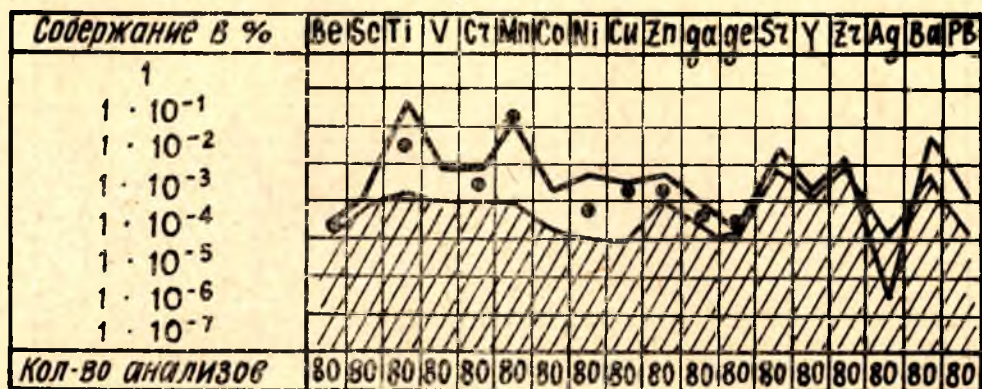


IV

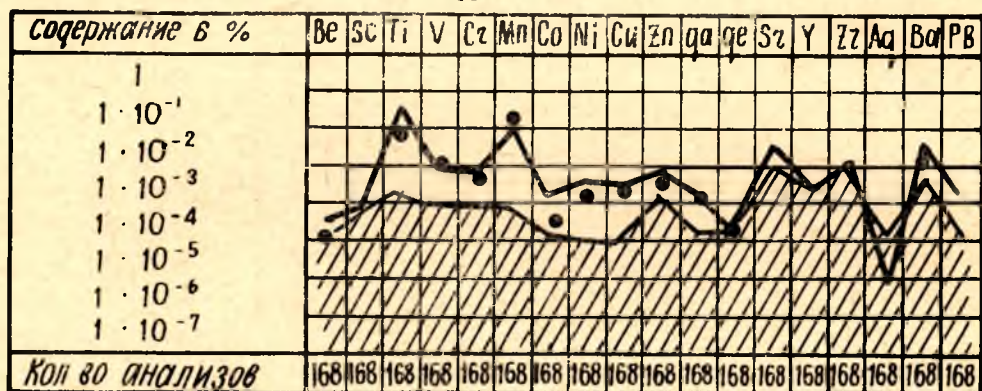


Б

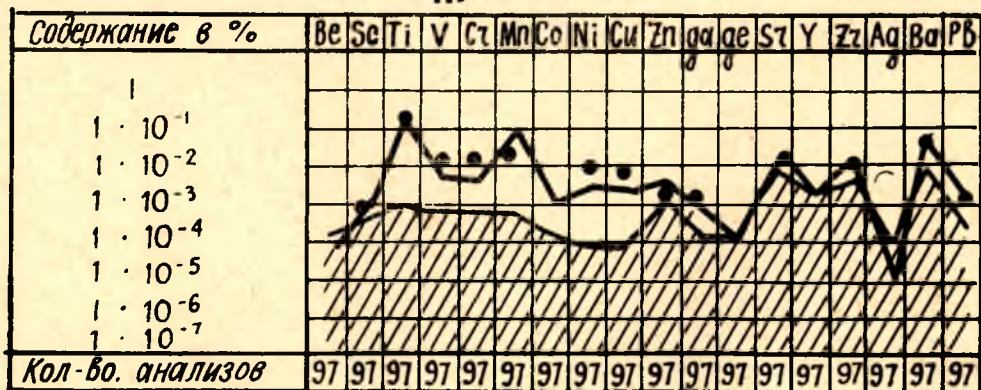
I



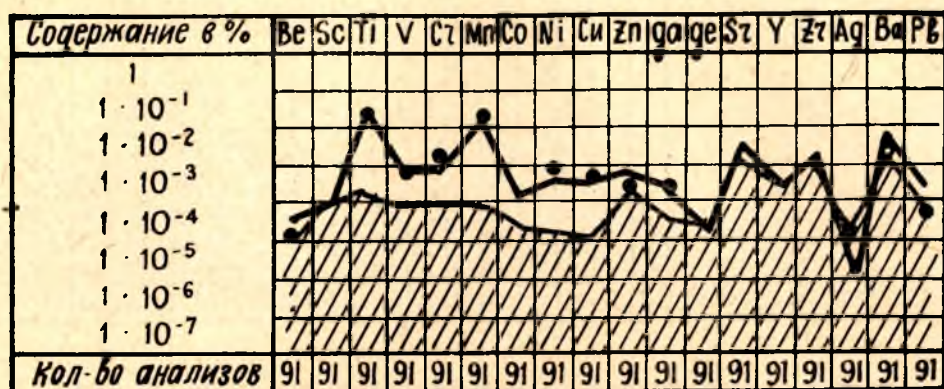
II



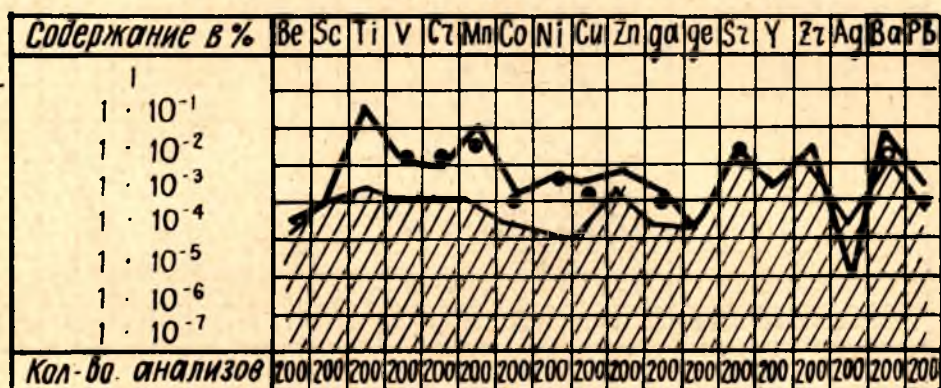
III



IV



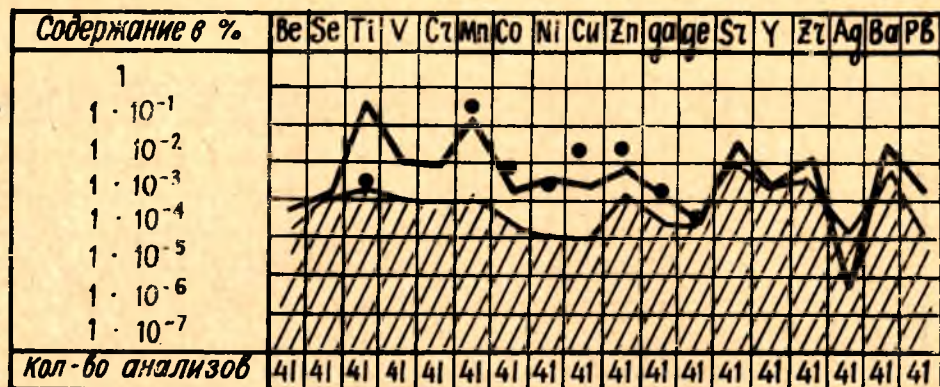
V



В

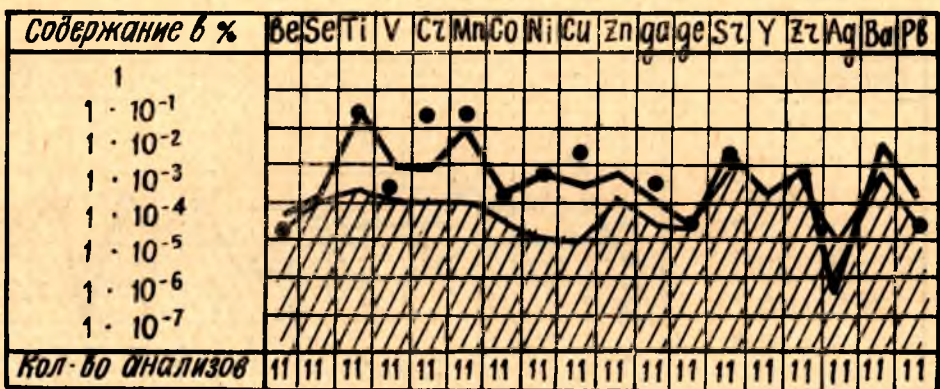
I

МАНЬГИНСКИЙ р-н



II

Совдозерский р-н



МАНЬГИНСКИЙ р-н

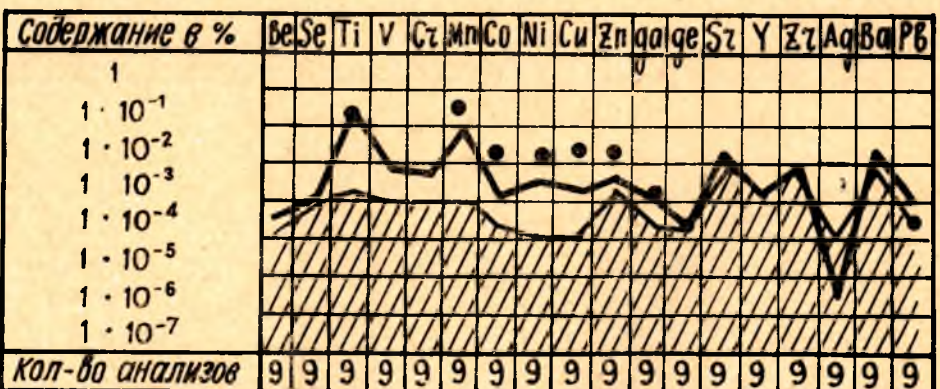
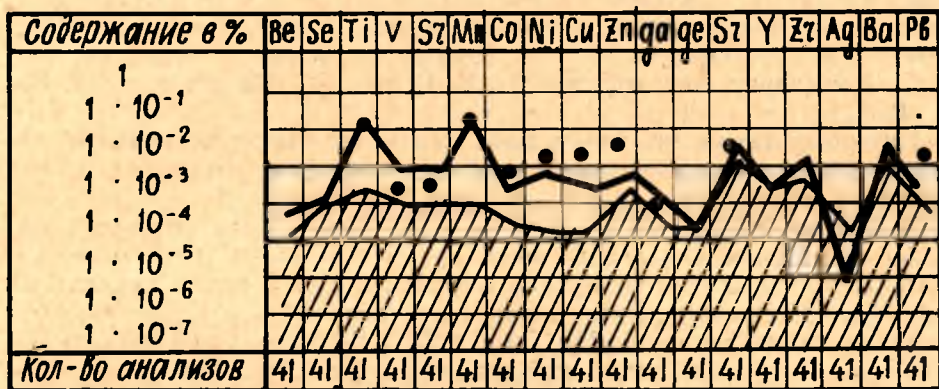
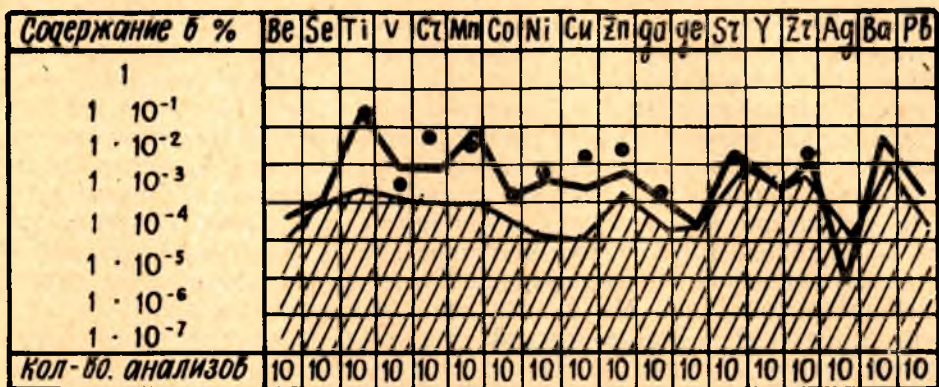


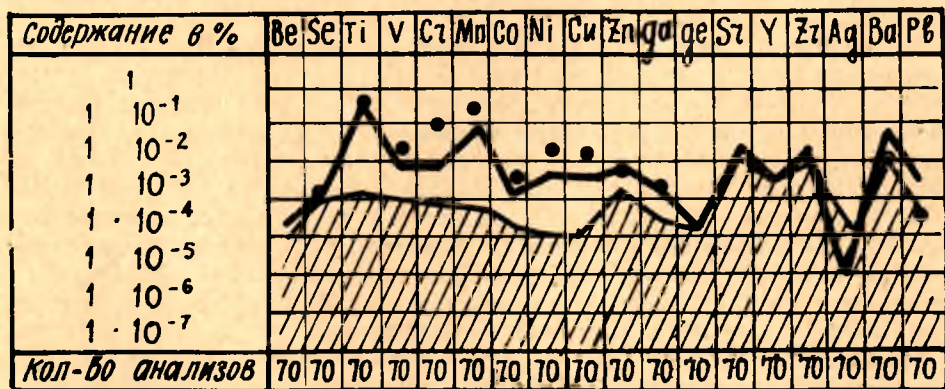
Рис. 53. Спектрограммы содержаний элементов в породах и рудах сланцево-лептитовой Заштрихованная часть спектрограмм — область нечувствительности спектрального анализа спектрограммах — среднее

А. I — магнетитовые, биотито-магнетитовые, грюнерито-магнетитовые кварциты; II — грюнерито-магнетитовые, биотито-магнетитовые, грюнерито-магнетитовые кварциты; V — ритмично-слоистые тугогенные сланцы и кварциты; B. I — грюнерито-магнетитовые кварциты; II — грюнеритовые, роговообманково-грюнеритовые

111



IV



(А) — лептито-порфировой (Б) и спилито-диабазовой (В) железисто-кремнистой формаций. лиза; ломаная линия — среднее содержание (кларки) элементов в земной коре. Точки — содержание элементов в породах. I — биотито-грюнеритовые кварциты; II — графитистые сульфидсодержащие сланцы; III — кварц-лептитовые гнейсы по ним; IV — биотито-грюнеритовые кварциты; V — графитистые сульфидсодержащие сланцы; VI — графеллединиты, плагиопорфиры и лептитовые гнейсы по ним. VII — кварциты; VIII — графитистые сульфидсодержащие сланцы; IX — амфиболовые сланцы и амфиболиты.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что несмотря на различие фациальных обстановок седиментации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации в окисной фации железисто-кремнистых осадков происходило накопление Ge и Mn. Наиболее благоприятной палеофациальной обстановкой накопления Ge были области перехода туфогенных отложений в мергелистые осадки (Костомукшская градация). Mn накапливался в областях фациального перехода туфогенных отложений в кластические осадки (Большезерская градация).

В силикатном типе железистых кварцитов, отложение осадков которых происходило в условиях геохимической среды, приближающейся к восстановительной, во всех грациях отмечаются однозначные вышекларковые содержания Mn и кларковые концентрации Ge.

В Гимольской и Большезерской грациях — вышекларковое содержание Cr.

Другие микроэлементы наблюдаются в нижекларковых или кларковых концентрациях. Однако силикатная фация железисто-кремнистых пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, по сравнению с окисной фацией железистых пород, характеризуется большим набором микроэлементов. В этих породах появляются кларковые или близкие к кларку концентрации Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Sr, Be.

Интересно также, что наибольшее количество элементов-примесей отмечается в железисто-кремнистых породах силикатного типа Большезерской грации.

В графитистых сульфидсодержащих сланцах, осадки которых отлагались в условиях восстановительной среды, отмечается наибольшее количество микроэлементов, однако их концентрации редко превышают кларковые содержания. Вышекларковые концентрации в Костомукшской грации наблюдаются для Mn, Cu, Ga, Zr; в Большезерской грации — для Ti, Cr, Ni, Ga; в Гимольской грации — для Cr и Mn.

Изучение элементов-примесей в метаморфизованных туфах и лавах кислого состава сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации показало, что большинство микроэлементов в этих породах не достигает кларковых концентраций и только для V и Cr отмечаются несколько повышенные содержания.

В лептито-порфировой железисто-кремнистой формации в окисно-силикатном типе железисто-кремнистых пород набор элементов-примесей и их содержание мало отличаются от аналогичных пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации. В железистых кварцитах этой формации наблюдаются вышекларковые содержания Mn, Ge (рис. 53, 2), в концентрациях ниже кларка — Ti, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Be.

В силикатном типе железисто-кремнистых пород, кроме перечисленных элементов-примесей, отмечаются V, Co и Ba. В железистых кварцитах окисного типа лептито-порфировой железисто-кремнистой формации появляются Be и Zn, не характерные для аналогичных пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации.

Наибольшее количество микроэлементов наблюдается в глиноземисто-железисто-кремнистых породах и сульфидсодержащих графитистых сланцах. Обращают внимание в глиноземисто-железисто-кремнистых породах, представленных гранатитами, гранатовыми кварцитами и амфиболо-гранатовыми сланцами, вышекларковые содержания Ag. Вышекларковые концентрации также отмечены для Sc (сульфидсодержащие графитные сланцы) V, Cr, Cu, Ni.

В спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации изучение элементов-примесей в окисном типе железисто-кремнистых пород (окисная

фация) показало, что в них накапливаются Mn, Co, Cu, Zn, Ni, Ga, Ge (рис. 53, 3). В кларковых концентрациях — Ga и Ni. В силикатном типе железисто-кремнистых пород, отложение осадков которых происходило в условиях нейтральной геохимической среды, увеличиваются содержания Mn, Co, Cu, Zn, а также Ti, который в этих породах достигает кларковых значений. Ge и Ga имеют содержания, близкие к кларковым. В железистых породах Совдозерского района отмечаются вышекларковые значения Cr и появляются Be и V.

Наиболее богаты по количеству элементов-примесей и их содержанию сульфидсодержащие графитистые сланцы, в которых наблюдаются вышекларковые концентрации Co, Ni, Cu, Zn, Pb (Маньгинский район), Cr и Zr (Совдозерский район).

В метаморфизованных основных лавах и туфах, с которыми тесно ассоциируют железистые кварциты, отмечаются вышекларковые содержания V, Cr, Co, Ni, Cu, Mn, Ti, Sr.

Приведенные данные по геохимии вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии позволяют сделать некоторые общие выводы, касающиеся геохимических закономерностей осадочно-вулканогенного типа литогенеза в раннем протерозое.

1) Распределение химических элементов в железисто-кремнистых формациях Карелии свидетельствует об унаследованности метаморфическими породами первичной осадочно-вулканогенной природы многих химических элементов.

2) Устанавливается своеобразный тип распределения химических элементов, который заключается в сочетании на фациальных профилях пестрого типа распределения со сглаженно-упорядоченным.

Пестрый тип распределения химических элементов наблюдается для фаций, формировавшихся вблизи вулканических очагов, и обязан в основном тому, что химические элементы концентрировались здесь преимущественно в пирокластическом материале, который быстро захоронился, не подвергаясь выветриванию.

Сглаженно-упорядоченный тип распределения химических элементов отражает химическую дифференциацию элементов во время осадконакопления и характерен для удаленных от вулканических очагов хемогенных фаций.

3) Распределение отношений средних содержаний и молекулярных количеств $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{P}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$; $\frac{\text{Ge}}{\text{Fe}}$ в вулканических формациях Карелии возрастает в направлении от более удаленных фаций к вулканическим очагам; отношения $\frac{\text{Ti}}{\text{Al}}$; $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ и $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$ имеют обратное распределение.

4) В распределении химических элементов по формациям, наряду со сходством, устанавливаются и различия, которые заключаются в следующем:

а) Максимальные концентрации S в железисто-кремнистых формациях лептитового ряда приурочены к участкам фациальных профилей, сложенных графитистыми сланцами, и плавно понижаются к наиболее удаленным от вулканических очагов участкам (магнетитовые кварциты). В породах спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации максимальные концентрации S приурочены к наиболее удаленной фации (железистые кварциты);

б) В железисто-кремнистых формациях лептитового ряда концентрация ряда элементов-примесей — Cu, Mn, Co, Ge, Ti, Zn — приходится на глиноземисто-железисто-кремнистые породы или графитистые сланцы

с понижением средних содержаний этой группы элементов к туфогенным сланцам и железистым кварцитам.

В спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации максимальная концентрация этой же группы элементов (за исключением Ti и Zn) связана с силикатным типом железисто-кремнистых пород. Снижение средних содержаний этих элементов происходит к графитистым сланцам.

Анализ распределения элементов-примесей в железисто-кремнистых формациях Карелии свидетельствует о том, что некоторые литолого-петрографические типы пород содержат вышекларковые их концентрации. Это представляет определенный интерес для поисков в них рудных концентраций Pb, Zn, Ni, Cu, Ag и Ge. Прежде всего это касается сульфидсодержащих графитистых сланцев спилито-диабазовой и лептито-порфировой железисто-кремнистых формаций, обогащенных Cr, Co, Ni, Pb, в которых в определенной геологической обстановке при региональном метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации могли возникнуть промышленные концентрации перечисленных металлов.

Особенности распределения железистых кварцитов в формациях и перспективы увеличения запасов железных руд в протерозое Карелии

Данные изучения гимольской серии позволяют рассматривать Западно-Карельскую структурно-фациальную зону как крупную металлогеническую провинцию, характеризующуюся широким развитием железистых кварцитов, связанных с формированием в нижнепротерозойское время трех типов железорудных формаций (диабазо-спилитовой железисто-кремнистой, сланцево-лептитовой железисто-кремнистой и лептито-порфировой железисто-кремнистой). Каждая из выделенных формаций формировалась при определенных палеофациальных и палеотектонических условиях. Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация отлагалась в областях интенсивного прогибания и подводного вулканизма основных лав. Седиментация осадков сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации происходила в сравнительно мелководных условиях погружающегося шельфа.

Таким образом, в Карельской геосинклинали детальным формационным анализом устанавливается неоднородность тектонического развития, обусловленная крупным жестким массивом в северо-западной части Западно-Карельской зоны. Это различие в тектоническом развитии северо-восточной и юго-восточной частей Западно-Карельской структурно-фациальной зоны определило литологические, геохимические и металлогенические особенности возникших здесь геологических формаций и магматических комплексов.

В связи с различными палеотектоническими и палеофациальными условиями образования железисто-кремнистых формаций интересно проследить в них характер распределения железистых кварцитов и наметить перспективные площади для поисков новых месторождений железных руд.

Выше было показано, что каждая из выделенных железисто-кремнистых формаций характеризуется определенным сочетанием парагенетических ассоциаций пород, в которых железистые кварциты имеют различное развитие (мощность, протяженность рудных тел, качество руд).

Так, в спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации, развитой в юго-восточной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны, железистые кварциты не образуют крупных скоплений. Они встре-

чаются здесь в виде редких, маломощных, быстро выклинивающихся по падению и простиранию пластов и линз.

Примером этого генетического типа руд могут служить Киндасовское, Маньгинское месторождения и аномальные зоны нижней толщи Совдозерского района, которые по запасам железных руд относятся к числу непромышленных.

Анализ геологического строения и интерпретация данных аэромагнитной съемки Западно-Карельской и Восточно-Карельской структурно-фациальных зон, где широко развиты спилито-диабазовые толщи, свидетельствуют о малой перспективности открытия здесь крупных месторождений железистых кварцитов, генетически связанных с вулканизмом основного состава.

Иной характер распределения железистых кварцитов наблюдается в железисто-кремнистых формациях, генетически связанных с проявлениями кислого вулканизма.

В сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации обращает на себя внимание неравномерное распределение железистых кварцитов, зависящее от фациальных условий седиментации.

В данной формации наибольшее количество железа концентрируется в Костомукшской градации, которая формировалась в сравнительно глубоководных условиях, вблизи от подводных вулканов. При этом отчетливо устанавливается, что максимальная мощность и протяженность горизонтов железистых кварцитов приурочена к области фациального замещения пирокластических (кислых) отложений метаморфизованными мергелистыми осадками.

В Гимольской градации, характеризующейся широким развитием грубообломочных терригенных отложений (конгломераты и туфоконгломераты), которые формировались в прибрежной зоне, у архейских поднятий, железистые кварциты имеют незначительное развитие. Они наблюдаются в виде небольших по мощности и протяженности линз и пластов, быстро выклинивающихся вкост простирания формации.

Аналогичная картина наблюдается и в Большезерской градации, сложенной в основном метаморфизованными терригенными осадками, на которые вулканизм оказал сравнительно слабое влияние.

В лептито-порфировой железисто-кремнистой формации железистые кварциты тесно ассоциируют с туфосланцами, в которых образуют многочисленные пласты мощностью от 0,5 до 10—15 м, невыдержанные как по простиранию, так и по падению. В целом эта формация по запасам железных руд значительно уступает сланцево-лептитовой железисто-кремнистой.

Необходимо также отметить, что в прямой связи с условиями осадконакопления находится и качество руд (содержание магнетита). В сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации преобладают наиболее богатые магнетитом руды (окисный тип железистых кварцитов).

В лептито-порфировой железисто-кремнистой формации наиболее распространены бедные руды (окисно-силикатный тип железистых кварцитов).

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что наиболее благоприятны для поисков месторождений железистых кварцитов области распространения отложений сланцево-лептитовой и лептито-порфировой железисто-кремнистых формаций. Такие участки известны в северо-западной части гимольской серии, где наблюдаются многочисленные магнитные аномалии, которые, судя по геологической обстановке и интенсивности магнитного поля, могут быть связаны с залежами магнетитовых кварцитов.

По данным Северо-Западного геофизического треста, проводившего аэромагнитную съемку, наиболее крупная площадь интенсивных аномалий расположена восточнее и юго-восточнее Костомукшского железорудного района на территории между озерами Костомукшским, Нюкозером и Кимасозером, где обнаружено 9 магнитных аномалий (Кондакская, Лувозерская, Юго-Западная, Северо-Костомукшская, Южно-Костомукшская, Койвасозерская, Кентозерская, Петроярвинская, Шариярвинская и Нюкозерская). Все они, за исключением Нюкозерской аномалии, вызваны залежами магнетитовых кварцитов.

Большинство аномалий располагается в областях развития сильно мигматизированных древних (архейских) гранито-гнейсов, среди которых в виде реликтовых участков, представляющих собой, видимо, корневые части синклинальных структур, сохраняются породы гимольской серии с маломощными пластами железистых кварцитов.

Среди перечисленных аномальных зон наибольший интерес представляет зона магнитных аномалий, расположенная в 2—2,5 км западнее Костомукшского месторождения, которая в своей южной части известна под названием «юго-западной аномалии». Эта зона магнитных аномалий с перерывами протягивается в субмеридиональном направлении параллельно простиранию северной части структуры Костомукшского месторождения на расстояние 15 км. Ширина зоны изменяется от 0 до 200 м. Геологически она приурочена, вероятно, к восточному крылу синклинальной структуры второго порядка и является складчатым повторением рудоносной толщи Костомукшского месторождения.

В геологическом строении зоны принимают участие породы гимольской серии, представленные амфиболовыми, кварцево-амфиболовыми, кварцево-биотитовыми сланцами, плагиопорфирами и линзами магнетитовых кварцитов.

В юго-западной части (юго-западная аномалия) линзы железистых кварцитов имеют мощность 15—20 м и в длину около 50—60 м. Однако в северо-западной части этой зоны наблюдается аномалия, вызванная крупной линзой магнетитовых кварцитов. Длина этой аномалии, по данным наземной магнитометрической съемки масштаба 1 : 25 000, составляет 5 км при средней ширине 100—200 м. В отдельных местах этой аномалии обнажаются магнетитовые кварциты мощностью 15—20 м, представленные богатыми разностями железистых руд. Если учесть, что прогнозные запасы при мощности рудного пласта 15—20 м могут составить на глубину 200 м около 50 млн. т, то эта часть аномальной полосы имеет определенный промышленный интерес, поскольку ее железные руды могут рассматриваться как дополнительная сырьевая база при эксплуатации Костомукшского месторождения. Однако этим не исчерпывается практическое значение рассматриваемой зоны. Ранее отмечалось, что данная зона является аналогом рудной толщи Костомукшского месторождения и представляет собой, вероятно, восточное крыло крупной синклинальной структуры, которая по своей протяженности мало уступает структуре Костомукшского месторождения. Второе, западное, крыло этой структуры фиксируется в самой северной части полосы небольшими магнитными аномалиями.

Геологически вся эта зона магнитных аномалий недостаточно изучена. Если справедливо заключение о том, что самые северные аномалии зоны относятся к западному крылу структуры, то ширина синклинали составляет 1,5 км.

При такой трактовке геологического строения западного края костомукшского комплекса вытекает вывод о большой перспективности этой части района в отношении поисков в нем железных руд. Отсутствие

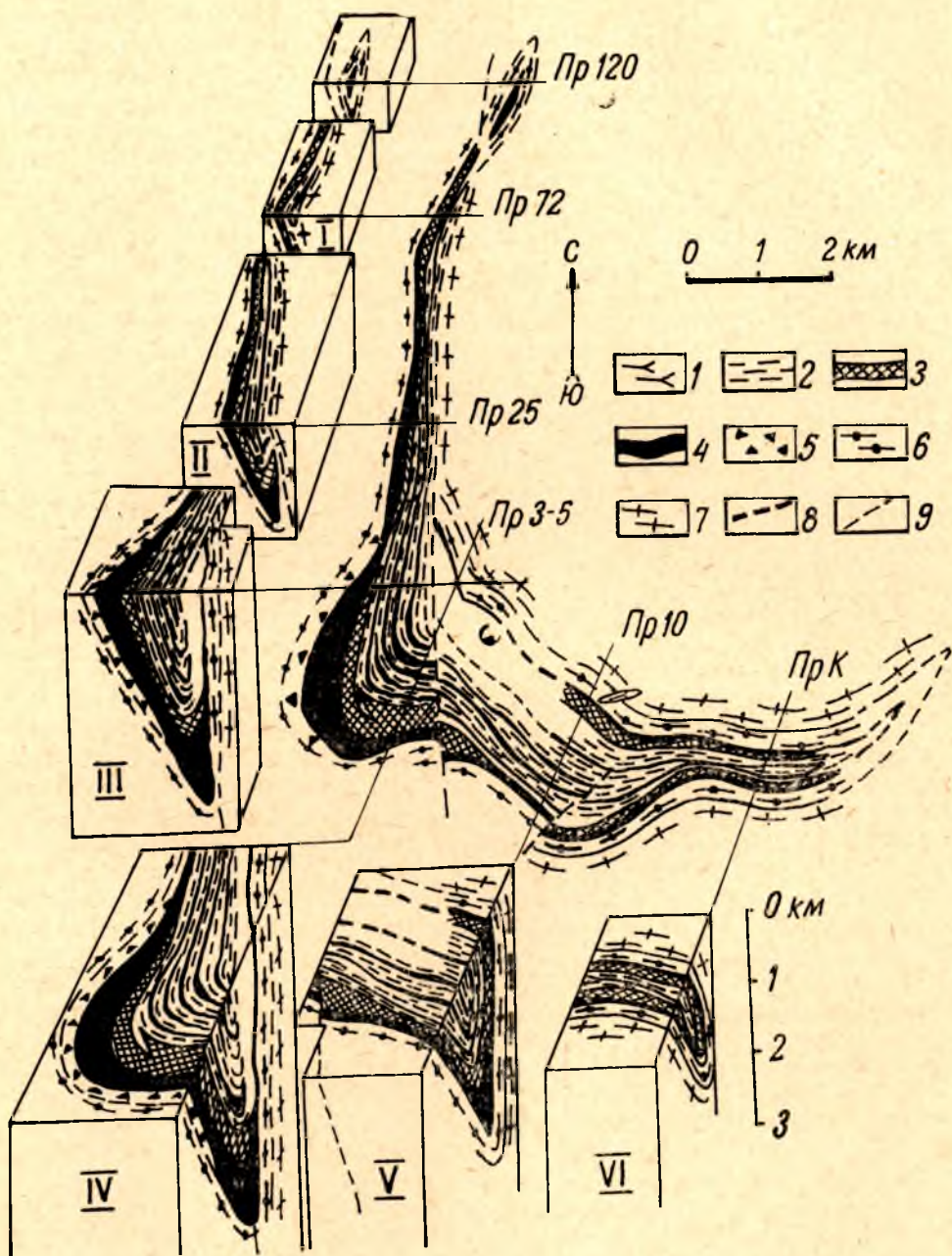


Рис. 54. Схематическая геологическая карта (с блок-диаграммой) Костомукшского месторождения:

1 — микроклин-плагиоклазовые граниты; 2 — туфосланцы; 3 — плагиопорфиры; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — туфобрекчии; 6 — амфиболовые сланцы; 7 — гнейсы и гранито-гнейсы; 8 — условный рудный горизонт; 9 — линии разломов.

крупных магнитных аномалий в данной части района может быть вызвано тем, что здесь породы гимольской серии с угловым несогласием перекрыты основными эффузивами сумского отдела, которые экранируют возможные крупные аномалии, вызванные железистыми кварцитами. Для окончательного решения этого вопроса необходимо проведение по западному краю костомукшского комплекса гравиметрических работ и, при положительных результатах, постановка поисковых работ в масштабе 1:10 000 с разбуриванием структурно-поисковых профилей по сетке через 1—1,5 км.

Наиболее перспективно в отношении увеличения запасов железных руд поле Костомукшского месторождения, которое приурочено к восточному краю метаморфических пород Костомукшского района.

Исследования, проведенные в 1962 г. коллективом сотрудников Института геологии (г. Петрозаводск) (В. М. Чернов, В. И. Коросов, В. И. Робонен и др.), показали, что прогнозные запасы Костомукшского железорудного месторождения, исходя из его синклинального строения, могут быть увеличены с 1—1,5 до 11,5 млрд. т.

Подсчет запасов проводился до глубины замыкания синклинальной структуры месторождения (3 км) по шести блокам (рис. 54).

Таким образом, Костомукшское месторождение и прилегающие к нему слабо изученные магнитные аномалии могут обоснованно рассматриваться как крупнейшая железорудная база СССР с большим промышленным потенциалом.

ГЛАВА VIII. КОРРЕЛЯЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ ПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

В докембрии Балтийского щита железисто-кремнистые формации, залегающие в вулканогенных комплексах, имеют широкое распространение. Они известны в свекофенидах Швеции, в полярной Норвегии, северной Финляндии (Партонен — Пахтовара, Киттеля), а также на Кольском полуострове.

Вопросы корреляции железорудных толщ Балтийского щита имеют большое значение как для понимания истории геологического развития отдельных структурно-фациальных зон и всего щита в целом, так и для расшифровки палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита в раннем докембрии. Сопоставление железисто-кремнистых формаций этой территории отражено в ряде публикаций (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов, 1964).

В настоящей работе автор считает необходимым повторить сопоставление железисто-кремнистых толщ и перекрывающих их комплексов в более развернутом виде для того, чтобы перейти затем к вопросам палеотектоники.

В докембрии Балтийского щита в настоящее время выделяются три крупных структурно-фациальных зоны, в которых известны залежи железистых кварцитов — Карельская зона карелид, Кольско-Норвежская зона карелид и в юго-западной части щита обширная зона свекофенид. Первые две зоны разделены между собой беломоридами, которые многими исследователями рассматриваются как более древние образования, чем карелиды. Вопрос о возрасте и соотношениях свекофенид Швеции и Финляндии с карелидами является дискуссионным.

Первые исследователи докембрия Балтийского щита (Sederholm, 1930, 1932; Полканов, 1937, 1939) свекофениды и беломориды считали архейскими образованиями, слагающими фундамент карелид.

В настоящее время шведские геологи (Магнуссон, 1963; Гейер, 1967) свекофениды и карелиды Швеции относят к единому (архейскому) циклу седиментации и считают свекофениды более древними, чем карелиды.

В то же время финские исследователи (Симонен, Эскола, 1967) считают свекофенские и карельские образования Финляндии одновозраст-

ными, сформированными в различных фациальных условиях и переходящими (фациально) друг в друга. Согласно этим исследователям, свекофенниты с толщами железистых кварцитов образовались в условиях эвгеосинклинали, а карелиды — в миогеосинклинальных условиях. Они коррелируют железорудные толщи Финляндии с аналогичными толщами свекофеннит Швеции. При этом многие финские исследователи начинают разрез карелид с ятулийских и сариолийских кварцито-песчаников и конгломератов, которые на территории восточной части Балтийского щита перекрывают с угловым несогласием железорудные толщи гимольской серии.

Сопоставление финскими геологами железорудных толщ южной Финляндии с метаморфическими толщами сариолия, ятулия и калевия (последний они рассматривают залегающим выше ятулия) приводит к явному противоречию, которое заключается в том, что по существу разрезы как свекофеннит, так и карелид они начинают с сариолийских и ятулийских образований, которые, по данным шведских и советских исследователей, перекрывают железистые кварциты с угловым несогласием на территории Швеции и восточной части Балтийского щита.

Правильное решение вопроса о соотношении карелид и свекофеннит может быть найдено лишь путем сопоставления рядов формаций структурно-фациальных зон, в которых развиты железистые кварциты, поскольку они наряду с молассами (конгломератами сариолия) и субплатформенными кварцитами ятулия, характеризуют определенные этапы тектонического развития и фациальные условия осадконакопления.

Ранее было показано, что на территории Карелии железисто-кремнистые формации образовались в начальные этапы геосинклинального развития нижнего протерозоя. Во времени они сменились спилито-диабазовой и андезито-дацитовыми формациями (большезерская серия) конца нижнего протерозоя.

После эпохи складчатости и магматизма, в межгорных впадинах, происходило накопление молассовой формации сариолия, а затем субплатформенных формаций ятулия и в конце протерозоя платформенных формаций иотния, то есть четко устанавливается эволюционный путь развития докембрия Карелии — от геосинклинали к орогенной области, субплатформе, а затем — к платформе (иотний).

Эти особенности развития докембрия восточной части Балтийского щита неоднократно отмечались в литературе многими исследователями и наиболее подробно и обоснованно отражены в работе К. О. Кратца (1963).

Анализ формационных рядов свекофеннит Швеции и Финляндии, карелид Карелии, Финляндии и Кольского полуострова позволяет сопоставить железисто-кремнистые формации Балтийского щита и тем самым скоррелировать большую часть свекофеннитских супракрустальных толщ с ранними карелидами Карелии (табл. 42).

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ РАЙОНОВ СВЕКОФЕННИД И КАРЕЛИД И РЯДЫ ФОРМАЦИИ

Наибольшее сходство в строении стратиграфических разрезов и последовательности формаций рассмотренной Западно-Карельской зоны карелид наблюдается в свекофеннитах Швеции, южной Финляндии и карелидах полярной Норвегии и Финляндии, где широко развиты желе-

зистые кварциты в ассоциации с вулканическими породами основного и кислого составов.

Ниже кратко рассматриваются стратиграфическая последовательность пород, формационные ряды и приводится корреляция разрезов докембрия указанных районов.

Ряды формаций железорудных районов свекофеннид

В свекофеннидах железисто-кремнистые формации в ассоциации с вулканическими толщами наблюдаются в центральной Швеции, юго-восточной части лёна Норланд, в районе Шеллефтео, в северной Швеции (район месторождения Кируна) и в южной Финляндии. Во всех перечисленных районах устанавливаются однотипные формационные ряды, чрезвычайно сходные с протерозойским рядом формаций западной Карелии.

Центральная Швеция. По данным шведских геологов (Магнуссон, Гейер, 1967), в свекофеннидах центральной Швеции отчетливо выделяются три последовательно залегающие толщи метаморфических пород.

Нижняя часть разреза свекофеннид сложена породами лептитовой серии, которая представлена метаморфизованными кислыми вулканитами, ассоциирующими с пластами железистых кварцитов и известняков. Среди кислых вулканитов, в зависимости от степени метаморфизма, различаются плагиопорфиры, геллефлинты и лептиты. Характерной особенностью шведских геллефлинт является прекрасная сохранность первичных и структур и текстур. Согласно Гейеру (1967), в этих породах «сохранились даже такие структуры основной массы пород лавовых потоков, как сферолитовая и микропйкилитовая, а в пепловых туфах — стекловато-черепковая структура». В свекофенских лептитах, как и в лептитах западной Карелии, основная масса полностью перекристаллизована в пределах размера зерен минералов (0,03—0,5 мм), вкрапленники плагиоклаза и кварца хорошо сохраняются.

В химическом составе этой вулканогенной толщи различаются две группы — натровая и калиевая. Натровые лептиты залегают на неизвестном фундаменте и слагают низы разреза. По минералогическому и химическому составу эти породы соответствуют кварцевым кератофирам.

Калиевая группа лептитов и геллефлинт, занимающая верхнюю часть разреза толщи, в химическом отношении сопоставима с риолитами.

Отмеченные особенности строения и состава толщи кислых вулканитов свекофеннид центральной Швеции (такие как постоянная ассоциация их с железистыми кварцитами и известняками) имеют широкое региональное распространение, что позволяет рассматривать эту толщу как формацию, аналогичную лептито-порфировой железисто-кремнистой формации западной Карелии.

В отличие от западно-карельской лептито-порфировой железисто-кремнистой формации лептито-порфировая формация центральной Швеции характеризуется почти полным отсутствием в своем составе типичных первично-терригенных пород. Их место в разрезе занимают известняки и доломиты, которые в свою очередь отсутствуют в карельской лептито-порфировой формации. Такое различие парагенетического набора пород, видимо, объясняется удаленностью областей сноса и более глубоководными условиями формирования лептито-порфировой формации центральной Швеции.

Лептито-порфировая формация перекрывается метаморфизованными первично-осадочными породами серии грютхютан, среди которой преобладают аргиллиты. Местами отмечаются пласты шлаковидных спилитов

Геосинклинальный		Орогенный и субплатформенный		Этапы тектонического развития	
Нижний протерозой		Средний протерозой		Подгруппы и группы	
Сумский		Сариолийский	Ятулийский	Отдел	
Большезерский		—	Сегозерская	Серия	
Осадочно-туфогенная	Осадочно-эффузивная	—	—	Свита, толща	
Угловое несогласие	Туфоконгломераты, туфопесчаники, андезитодацитовые туфы. Полимиктовые песчаники. Гранитные конгломераты	Гранитные и полимиктовые конгломераты	Кварциты, кварцито-песчаники, метадиабазы, метамандельштейны, аркозы, кварцевые конгломераты	Западная Карелия	литологический состав
	Андезитодацитовая	Диабазовая	Молассы	формация	
Грютхютан		Конгломераты Эльвесторп и серия Ларсбо		серия	Центральная Швеция
Аргиллиты, графитсодержащие сланцы, шлаковидные спилиты		Песчано-глинистые сланцы, граувакки с прослоями кварцитов, известняков и аргиллитов. Конгломераты		литологический состав	
Глинистая или песчано-глинистая		Молассы		формация	
Маурлиден		Эльваберг серия		серия	Шеллефтео (северная Швеция)
Метамандельштейны, метаандезиты. М = 500 м		Песчаники, аркозы, граувакки, прослои алевролитов, вулканических пеплов и андезитов. Конгломераты с галечным материалом пород маурлиден серии. М = 500 м		литологический состав	
Спилито-диабазовая		Молассы		формация	
Зеленые сланцы		Комплекс пород Верхней Хауки		серия	Кируна (северная Швеция)
Спилиты с подушечной текстурой, зеленые сланцы, туффиты, железные руды. М = 700—1500 м. Конгломераты		Филлиты, граувакки, конгломераты с гальками железных руд и кислых вулканитов комплекса Кируна — Арвидсъяур		литологический состав	
Спилито-диабазовая		Молассы		формация	

Корреляция докембрия железорудных

Угловое несогласие	н е с о г л а д а с и е	Ориран (южная Финляндия)			Район Куйтала — Пактвара (северная Финляндия)			Северная Норвегия (Финмаркен)			Полярная Норвегия (Энд-Вирангер)			Кольский полуостров		
		серия	литологический состав	формация	серия	литологический состав	формация	серия	литологический состав	формация	серия	литологический состав	формация	серия	литологический состав	формация
		Серия Кумпу — Ораниеми			Серия Кумпу — Ораниеми			Группа Чараварре			Формация Петсамон-Тунтуритт			Печенгская		
Слюдоносные сланцы, граувакки, амфиболиты и амфиболовые сланцы, образовавшиеся по эффузивам основного состава. Конгломераты					Крупнозернистые аркозы, кварциты, кварцито-песчаники. Конгломераты, содержащие крупные гальки железистых кварцитов, метадиабазов, кварцевых порфиров			Крупнозернистые аркозистые песчаники с конгломератами и кварцитами. Аргиллиты с прослоями доломитов, конгломератов и спилитов			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Вулканогенно-осадочная					Молассы			Молассы								
Лопарская					Группа Чараварре			Формация Петсамон-Тунтуритт								
Метаморфизованные пузырчатые и подушечные лавы основного состава, железистые кварциты, зеленые сланцы, графитсодержащие с сульфидами глиноземастые сланцы. Силлимонитовые гнейсы и кварциты					Молассы			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Спилито-диабазовая железисто-кремнистая					Группа Чараварре			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Группа Часкиас					Молассы			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Зеленые сланцы, образовавшиеся по спилитам и пирокластам. Агломераты, метамандельштейны, графитистые сульфидсодержащие сланцы. Горизонты железистых кварцитов и известняков					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Спилито-диабазовая железисто-кремнистая					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Комплекс пород Бьерневани					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Амфиболовые сланцы и амфиболиты по основным эффузивам					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Тундровая					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Сланцевые амфиболиты, метадиабазы, андезиты, кератофиры, линзы железистых кварцитов. Конгломераты					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		
Вулканогенно-осадочная спилито-диабазового ряда					Формация Петсамон-Тунтуритт			Формация Петсамон-Тунтуритт			Основные эффузивы с подушечной и шаровой текстурой, туфобрекчии, пачки известняков, доломитов, филлитов, кварцито-песчаников. Конгломераты с гальками железистых кварцитов и др. пород комплекса Бьерневани			Потоки основных эффузивных пород, чередующихся с пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников и филлитов. Конгломераты		

Геосинклинальный			Этапы тектонического развития	
Нижний протерозой			Подгруппы и группы	
Лопский			Отдел	
Гимольская			Серия	
Костомукшская		Межезерская	Кадиозерская	
Амфиболо- и биотитовые магнетитовые кварциты, графитистые кварцево-биотитовые сланцы, талько-хлоритовые сланцы. М=30—350 м	Плаггиопорфиры, геллефлинты, лептитовые гнейсы, туфосланцы, вулканические брекчи. М=40—500 м	Лептитовые гнейсы, талько-хлоритовые сланцы. М=70—620 м	Лептитовые гнейсы, туфосланцы, графитистые сланцы кварцево-биотитового состава, железистые кварциты, талько-хлоритовые сланцы. М=70—620 м	Западная Карелия
Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая		Лептито-порфировая железисто-кремнистая		литологический состав
Лептитовая			формация	Центральная Швеция
Плаггиопорфиры, геллефлинты, лептиты, известняки, железистые кварциты			серия	
Лептито-порфировая железисто-кремнистая			литологический состав	Шведское (северная Швеция)
Маурлиден			формация	
Кварцевые порфиры, фельзиты, туфы, сланцы, песчаники, конгломераты, граувакки. М = 3000 м	Туфы, кварцевые порфиры, плаггиопорфиры, агломераты, графитистые сланцы. М = 5500 м		литологический состав	Кируна (северная Швеция)
Сланцево-порфировая	Порфировая		формация	
Зеленые сланцы типа Кируны	Комплекс Кируна — Арвидсъяур		серия	Кируна (северная Швеция)
Зеленые сланцы, метадиабазы, спилиты, актинолитово-хлоритовые сланцы, туфосланцы, прослойки филлитов и известняков, конгломераты с гальками гнейсо-гранитов	Метаморфизованные лавы и туфы сиенитового и риолитового состава, железистые кварциты и железные руды типа Кируны. Конгломераты типа Кураваары		литологический состав	
Спилито-диабазовая	Лептито-порфировая железисто-кремнистая		формация	

		серия	(Орвард (южная Финляндия))
Лептиты, лептитовые гнейсы, образовавшиеся по вулканитам среднего и кислого составов. Железистые кварциты, параамфиболиты, мраморы, сульфидсодержащие графитистые сланцы. Реже вулканиты основного состава		литологический состав	
Лептито-сланцевая железисто-кремнистая		формация	
Лопарская		серия	Район Киттиля — Паховара (северная Финляндия))
Метаморфизованные пузырчатые и подушечные лавы основного состава, железистые кварциты, зеленые сланцы, графитсодержащие с сульфидами глиноземистые сланцы. Силлиманитовые гнейсы и кварциты		литологический состав	
Спилито-диабазовая железисто-кремнистая		формация	
Нижние кварциты	Группа Часкиас	серия	Северная Норвегия (Финмаркен)
Кварциты, аркозы, конгломераты. М = 500 м	Зеленые сланцы, образовавшиеся по спилитам и пирокластам. Агломераты, метамандельштейны, графитистые сульфидсодержащие сланцы. Горизонты железистых кварцитов и известняков	литологический состав	
Терригенная (песчанистая)	Спилито-диабазовая железисто-кремнистая	формация	
Комплекс пород Бьёрневанн		серия	Поларная Норвегия (Энд-Варангер)
Лептитовые гнейсы, роговообманковые сланцы, железистые кварциты, кварциты		литологический состав	
Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая		формация	
Кольская серия (олонегорская свита)		серия	Кольский полуостров
Гранатовые, силлимонитовые гнейсы, амфиболовые сланцы, ритмично чередующиеся с магнетитовыми кварцитами и сланцами		литологический состав	
Вулканогенно-осадочная спилито-диабазового ряда		формация	

Геосинклинальный		Этапы тектонического развития	
Архей	Нижний протерозой	Подгруппы и группы	
	Лопский	Отдел	
Фундамент	Гимольская	Серия	
	Суккозерская	Свита, толща	
Плагио-гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты	Амфиболовые парасланцы и амфиболиты, глиноземистые гнейсы, туфосланцы, лептиты, гранитные конгломераты. M=300—600 м	Западная Карелия	литологический состав
	Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая	формация	
Фундамент неизвестен	Лептитовая	серия	Центральная Швеция
	Плагиопорфиры, геллефлинты, лептиты, известняки, железистые кварциты	литологический состав	
	Лептито-порфировая железисто-кремнистая	формация	
Фундамент неизвестен	Маурлиден	серия	Шеллефтео (северная Швеция)
	Кварцевые порфиры, фельзиты, туфы, сланцы, песчаники, конгломераты, граувакки. M = 3000 м	литологический состав	
	Сланцево-порфировая	формация	
Гнейсо-граниты, гнейсы	Зеленые сланцы типа Кируны	серия	Кируна (северная Швеция)
	Зеленые сланцы, метадиабазы, спилиты, актинолитово-хлоритовые сланцы, туфосланцы, прослои филлитов и известняков, конгломераты с гальками гнейсо-гранитов	литологический состав	
	Спилито-диабазовая	формация	

Фундамент неизвестен	Лептиты, лептитовые гнейсы, образовавшиеся по вулканитам среднего и кислого составов. Железистые кварциты, параамфиболиты, мраморы, сульфидсодержащие графитистые сланцы. Реже вулканиты основного состава	серия	Ориппа (южная Финляндия)
		литологический состав	
Фундамент неизвестен	Лептито-сланцевая железисто-кремнистая	формация	Район Киттея — Паховара (северная Финляндия)
	Лопарская	серия	
Гнейсы, амфиболиты, гранитизированные	Метаморфизованные пузырчатые и подушечные лавы основного состава, железистые кварциты, зеленые сланцы, графитсодержащие с сульфидами глиноземистые сланцы. Силлиманитовые гнейсы и кварциты	литологический состав	Северная Норвегия (Финмаркен)
	Спилито-диабазовая железисто-кремнистая	формация	
Гнейсо-граниты, амфиболиты, гнейсы	Нижние кварциты	серия	Подъярная Норвегия (Экд-Варангер)
	Кварциты, аркозы, конгломераты. М = 500 м	литологический состав	
Гнейсо-граниты, амфиболиты, гнейсы	Терригенная (песчанистая)	формация	Кольский полуостров
	Комплекс пород Бьёрневанн	серия	
Гнейсо-граниты, амфиболиты, гнейсы	Лептитовые гнейсы, роговообманковые сланцы, железистые кварциты, кварциты	литологический состав	Кольская серия (оленингорская свита)
	Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая	формация	
Гнейсо-граниты, амфиболиты, гнейсы	Кольская серия (оленингорская свита)	серия	Гранатовые, силлиманитовые гнейсы, амфиболовые сланцы, ритмично чередующиеся с магнетитовыми кварцитами и сланцами
	Гранатовые, силлиманитовые гнейсы, амфиболовые сланцы, ритмично чередующиеся с магнетитовыми кварцитами и сланцами	литологический состав	
Гнейсо-граниты, амфиболиты, гнейсы	Вулканогенно-осадочная спилито-диабазового ряда	формация	

и графитсодержащих пород. По ассоциациям пород серия грютхютан может быть отнесена к ряду терригенных формаций (глинистой или песчано-глинистой).

Гейер отмечает интересную деталь, заключающуюся в том, что в аргиллитах рассмотренной серии часто присутствуют кварцевые стяжения, очевидно, представляющие собой первичнокремневые конкреции, в центральных частях которых находится графит и очень тонкозернистый апатит. Он интерпретирует их как одно из древнейших известных образований, сходных с фосфоритовыми конкрециями более молодых формаций неогена.

В районе рудника Гренеберг в разрезе этой толщи преобладают вулканы основного состава.

По данным Магнуссона и др. (Magnusson, Lundqvist, Gianlund, 1957), на сланцах грютхютан с угловым несогласием залегают породы серии ларсбо-меллар, образовавшиеся за счет продуктов размыва лептитов. Большая часть этой серии сложена плохо отсортированными тонкозернистыми обломочными породами, первичный состав которых соответствовал песчано-глинистым сланцам и субграуваккам. Изредка встречаются прослои кварцитов, известняков и пород аргиллитового состава. В нижней части серии наблюдаются конгломераты.

Конгломераты также известны на небольшом участке Эльвесторп. С нижележащими комплексами докембрия они имеют такие же взаимоотношения, что и серия ларсбо-меллар, то есть налегают с угловым несогласием, но участвуют в складчатости с более древними комплексами. Взаимоотношения этих конгломератов с серией ларсбо-меллар неизвестны, так как они нигде не соприкасаются.

Однако, судя по литологическому составу пород и взаимоотношению их с более древними комплексами, и конгломераты Эльвесторп, и породы серии ларсбо-меллар можно рассматривать как молассы свекофеннид, независимо от того, каковы взаимоотношения конгломератов Эльвесторп и пород серии ларсбо-меллар между собой.

Приведенный вертикальный ряд формаций показывает, что в свекофеннидах центральной Швеции отчетливо устанавливаются два этапа развития: геосинклинальный этап и, сменяющий его во времени, орогенный (в понимании Хераскова).

В геосинклинальный этап развития в результате интенсивного вулканизма, сопровождавшегося излияниями кислых лав и напряженной гидротермальной деятельностью, на неизвестном фундаменте были отложены породы порфиристо-лептитовой формации в ассоциации с полосчатыми хомогенными железистыми кварцитами и известняками. В конце геосинклинального периода прекращается вулканизм и наступает спокойная седиментация песчано-глинистых осадков серии грютхютан. После складчатости, создавшей контрастные формы рельефа, наступает орогенный этап развития, в течение которого была сформирована молассовая формация (конгломераты Эльвесторп и серия ларсбо-меллар).

Юго-восточная часть Норланда. Севернее свекофеннид центральной Швеции наблюдается зона свекофенских образований шириной около 120 км, которая протягивается через Ботнический залив на территорию юго-западной Финляндии, где образуют свионийскую и феннонийскую серии в понимании Вейринена (1959).

На территории Швеции разрез этих образований изучен в синклинали Хамронге, расположенной 20—30 км севернее Ёвле. Здесь нижняя часть свекофеннид сложена лептитами с маломощными прослоями железистых кварцитов и карбонатных пород. По стратиграфическому положению

и набору пород эта толща сопоставлена с лептито-порфировой железисто-кремнистой формацией центральной Швеции. Породы этой формации согласно перекрываются толщей зеленокаменных пород и кварцитов, которую можно рассматривать как вулканогенно-осадочную формацию.

По времени своего образования она, видимо, соответствует нижней части терригенной формации грютхютан центральной Швеции и спилито-диабазовой толще рудника Гренсберг.

Район Шеллефтео. Этот район является опорным для описания докембрия лёна Вестерботен и находится в северо-западной части Ботнического залива, откуда протягивается на запад вдоль реки Шеллефтео-эльв.

Каутский (Kautsky, 1957) среди метаморфических пород района Шеллефтео выделяет две крупные серии, разделенные угловым несогласием и интрузией гранитов (Йёрн и Арвидсъяур — граниты).

Нижняя серия, названная маурлиден-серией, имеет следующий стратиграфический разрез и формационный состав (снизу вверх):

Нижняя часть серии, выделенная под названием сланцы маурлиден, сложена граувакками, сланцами, песчанистыми сланцами и песчаниками и внутри — формационными конгломератами с окатанными гальками. В этих осадочных породах наблюдается сортированная слоистость. Метаморфизованные осадки чередуются с кислыми и средними вулканитами, представленными кварцевыми порфирами, фельзитами и туфами. По ассоциации пород эта часть серии маурлиден может быть отнесена к сланцево-порфировой формации и сопоставима с аналогичной формацией гимольской серии западной Карелии. В отличие от сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации Карелии в ней отсутствуют железистые кварциты и широко распространены терригенные грубокластические осадки. Видимо, привнесом значительного количества терригенного материала объясняется отсутствие в этой формации железисто-кремнистых осадков. Фундамент, на котором залегает эта формация, неизвестен, неполная мощность пород, судя по геологическим разрезам, приведенным Каутским, составляет не менее трех километров. Выше залегает порфировая формация, состоящая из слабо метаморфизованных кислых и средних лав и туфов, выделенных под названием маурлиден вулканитов. Среди вулканических пород наиболее распространены кварцевые порфиры, полевошпатовые порфиры и агломераты.

Верхняя часть формации мощностью 500 м сложена переслаивающимися графитистыми сланцами и кварцевыми порфирами.

Общая мощность формации составляет более 5500 м.

По ассоциации пород эта формация, отнесенная к порфировой, сопоставима с порфиристо-лептитовой железисто-кремнистой формацией западной Карелии, порфиристо-лептитовой формацией центральной Швеции и порфировой серией арвидсъяур северной Швеции.

От вышеперечисленных формаций она отличается отсутствием в своем составе железистых кварцитов. Их место в разрезе занимают графитистые сланцы, обогащенные сульфидами, что указывает на восстановительные условия осадконакопления и относительно мелководность бассейна седиментации.

Верхняя часть маурлиден-серии сложена порфиритами, метамандельштейнами и андезитами общей мощностью более 500 м.

В формационном отношении эта ассоциация пород может быть отнесена к спилито-андезитовой или спилито-диабазовой формации и сопоставлена с аналогичной формацией центральной Швеции, залегающей в низах серии грютхютан, и западной Карелии, где аналогичная

формация залегает с угловым несогласием на породах лептито-порфировой железисто-кремнистой формации (большезерская серия). Породами вышеуказанной формации завершается разрез маурлиден-серии. Эта серия пород прорывается гранитами Йёрн и перекрывается с угловым несогласием породами эльваберг-серии, в которую Каутский объединил ранее известную серию грубообломочных пород Вагфорс и конгломераты Менстреск.

Эльваберг-серия представляет собой молассовую формацию, состоящую из метаморфизованных грубообломочных осадков, представленных, главным образом конгломератами, галечный материал которых сложен сильно выветренными породами нижележащей маурлиден-серии.

Широко распространены граувакки, аркозы и песчаники. Реже наблюдаются прослои тонкозернистых песчаников, алевролитов, вулканических пеплов и андезитов (вагфорс-серия).

Породы этой формации залегают полого и имеют мощность не менее 500 м.

Рассмотренный ряд формаций района Шеллефтео сходен с формационными рядами центральной Швеции и западной Карелии. В отличие от формационного ряда свекофеннид центральной Швеции, где широко развита песчано-глинистая формация (серия грютхютан), в районе Шеллефтео эта формация отсутствует.

Северная Швеция (район Кируна). Железорудный район Кируна расположен в северной Швеции и является северо-западным продолжением полосы докембрийских пород выше охарактеризованного района Шеллефтео. В отличие от свекофеннид Финляндии, южных и центральных районов Швеции, где неизвестны базальные образования и фундамент, на котором залегают свекофенниды, в рассматриваемом районе в последние годы шведскими геологами обнаружены базальные конгломераты и древний фундамент, который они перекрывают (Offerberg, 1967).

Район Кируна, известный курпнейшим на Балтийском щите месторождением железных руд, изучался многими шведскими геологами.

По данным О. Оелснера (Oelsner, 1961), П. Гейера (1967) и Я. Офферберга (Offerberg, 1967), в районе месторождения Кируна наблюдается следующий разрез докембрийских пород.

В основании разреза залегает фундамент, состоящий из огнейсованных гранитов и частично гнейсов, относящихся к более древнему циклу седиментации и магматизма.

1) На породы фундамента налегают конгломераты и осадочные брекчи, состоящие из обломков гнейсо-гранитов. Мощность — более 100 м.

2) Выше залегает толща метаморфизованных основных вулканических пород, включающая редкие прослои филлитов, графитсодержащих сланцев, известняков и известная под общим названием «зеленые сланцы типа Кируны». Среди этой толщи наиболее широко развиты мелкозернистые сланцы (зеленые), метадиабазы, спилиты с текстурами подушечных лав, актинолит-хлоритовые породы, основные туфы. Общая мощность пород составляет более 500 м. По парагенетическим ассоциациям пород толща зеленых сланцев типа Кируны может быть отнесена к спилито-диабазовой формации.

3) Вулканическая толща «типа Кируны» перекрывается внутриформационными конгломератами (конгломераты Куравара), которые состоят исключительно из неокатанных обломков нижележащих зеленокаменных пород. В небольшом количестве в них встречаются гальки мраморизованных известняков, красных яшм, магнетитсодержащих сненитов, лептитов и плагиопорфиров. Сундиус рассматривал эти породы

как вулканический агломерат. Мощность толщи составляет около 600 м. В 6 км на восток, в районе р. Торне, конгломераты Куравара фациально замещаются слюдяными сланцами.

4) На конгломераты Куравара с резким контактом налегают спилиты и вулканыты сиенитового и риолитового составов. Последние далеко прослеживаются на восток и юг от месторождения железных руд Кируна, образуя широкие поля, разделенные полосами вулкаников андезитового и базальтового состава.

Этот комплекс пород известен в литературе под названием Кируна — Арвидсъяур, содержит крупнейшие месторождения железистых кварцитов и апатитсодержащих железных руд северной Швеции, находящихся в тесном парагенезисе с вулканиками сиенитового и риолитового состава.

По парагенетическим ассоциациям пород комплекс Кируна — Арвидсъяур отнесен Л. Н. Формозовой (1965) к железисто-кремнистой лептитопорфировой формации.

В отличие от аналогичной формации западной Карелии в северо-шведской лептитопорфировой формации исключительно широко развиты метаморфизованные лавы сиенитового и риолитового состава, в то время как парапороды встречаются редко.

По данным Офферберга, в 30 км западнее месторождения Кируна комплекс пород Кируна — Арвидсъяур перекрывается толщей эффузивных основных пород, выделенных под названием зеленые сланцы Паиттасъярви. Эта толща пород подстилается конгломератами мощностью около 50 м, содержащими галечный материал пород серии Кируна — Арвидсъяур. В составе толщи наблюдаются зеленые сланцы, образовавшиеся по основным лавам. В этих породах часто присутствуют текстуры подушечных лав. Реже наблюдаются туффиты основного состава и железные руды. Видимая мощность пород изменяется от 700 до 1500 м. По парагенетическим ассоциациям пород рассматриваемая толща вулкаников относится к спилито-диабазовой формации.

У шведских геологов нет единого мнения о стратиграфическом положении этой вулканической формации. Магнуссон (1963) и Гейер (1967) коррелирует ее с карельскими комплексами северной Финляндии, относя к лаппонию, в то время как Офферберг (Offerberg, 1967), проводивший геологическую съемку северной Швеции и составивший для огромной территории государственную геологическую карту в масштабе 1 : 50 000, вышедшую под редакцией Каутского, не видит оснований отрывать эту толщу от свекофенского цикла седиментации, то есть рассматривает ее в составе свекофеннида.

В докембрии Карелии стратиграфическим и формационным аналогом комплекса зеленых сланцев Паиттасъярви северной Швеции является, видимо, толща вулкаников основного состава большезерской серии, которая залегает с угловым несогласием и через конгломераты на лептитопорфировой железисто-кремнистой формации гимольской серии, слагая верхнюю часть разреза нижнего протерозоя Карелии.

В районе месторождения Кируна на вулканогенных породах серии Кируна — Арвидсъяур с перерывом и слабым угловым несогласием залегают метаморфические породы комплекса верхней Хауки. Этот комплекс сложен главным образом метаморфизованными осадочными породами и подстилается конгломератами. Среди галечного материала конгломератов содержатся гальки железных руд и порфиров нижележащей серии Кируна — Арвидсъяур. Конгломераты содержат прослои граувакки филлитов. Общая мощность пород, судя по геологическим разрезам Офферберга, не менее 500 м. В формационном отношении комплекс

пород верхней Хауки представляет собой молассы, образовавшиеся в заключительный (орогенный) этап формирования свекофеннид северной Швеции. Стратиграфически этот комплекс пород может быть сопоставлен с конгломератами ельваберг-серии района Шеллефтео и сариолийскими конгломератами западной Карелии.

Южная Финляндия. Железистые кварциты на территории Финляндии известны в свекофенских образованиях зоны Ориярви, протягивающейся вдоль северного побережья Финского залива в сторону Швеции. На территории Швеции продолжением этой зоны, вероятно, являются свекофениды юго-восточной части Норланда, формационный состав которых охарактеризован выше. В зоне Ориярви, по данным многих финских исследователей (Эскола, Вяйрюнен, Тупминен и др.), преобладающими породами являются тонкозернистые кварцево-полевошпатовые лептиты и их более крупнозернистые эквиваленты — лептитовые гнейсы.

В отличие от лептито-порфировой формации центральной Швеции в лептитах Ориярви не выделяется существенно калиевых разновидностей. Содержания щелочей (натрия и калия) в них примерно равны. Среди проанализированных образцов лептитовых пород, по данным Эскола (1967), некоторые имеют типичный состав вулканитов, варьирующих от риолитов до дацитов или андезитов, что также подтверждается присутствием реликтов эффузивных текстур и структур. Некоторые лептиты обогащены глиноземистыми минералами, углеродистым веществом и по химическому составу близки аргиллитам. В этих породах отмечаются слоистые текстуры. Возможно, что это могут быть слоистые туфы, аналогичные западно-карельским, содержащие прослои первичноосадочных пород.

Вторая, широко распространенная группа пород, представлена полосчатыми параамфиболитами и кальцитовыми мраморами. Местами встречаются вулканические образования основного состава. Во многих местах развиты полосчатые железистые кварциты (хемогенные) и сульфидсодержащие графитистые сланцы, находящиеся в ассоциации с лептитовыми породами.

По ассоциации пород свекофенские образования зоны Ориярви могут быть отнесены к лептито-сланцевой железисто-кремнистой формации и сопоставлены с костомукшской градацией гимольской серии западной Карелии.

Верхняя часть разреза супракрустальных образований зоны Ориярви сложена полимиктовыми конгломератами. По данным Вяйрюнена, конгломераты в районе Каскиярви налегают несогласно на лептитовые породы и железистые кварциты и содержат в галечном материале, кроме подстилающих пород, граниты. Здесь конгломераты перекрываются эффузивными амфиболитами, граувакками и слюдяными гнейсами. По стратиграфическому положению эта толща может быть сопоставлена с образованиями сумского отдела западной Карелии, а в формационном отношении интерпретирована как вулканогенно-осадочная формация спилито-диабазового ряда. В Швеции ей соответствуют нижняя (вулканогенная) часть серии грютхютан и вулканогенно-осадочная формация синклинали Хамронге.

Ряды формаций железорудных районов карелид северной Финляндии и Норвегии

Железисто-кремнистые формации в ассоциации с вулканогенными толщами в карельской зоне карелид, кроме западной Карелии, известны в северной Финляндии и в Норвегии.

Северная Финляндия. В северной Финляндии железистые кварциты образующие железисто-кремнистую формацию спилито-диабазового ряда, приурочены к лопарской серии. По данным Э. Миккола, в нижней части этой серии залегают кварциты и силлиманитовые гнейсы, которые выше перекрываются зеленокаменными породами. Среди них широко развиты агломераты, пузырьчатые и подушечные лавы и граувакки, образовавшиеся за счет продуктов выветривания основных пород. Встречаются также амфиболо-хлоритовые разновидности сланцев, тесно связанные с ультраосновными породами, и графитсодержащие с сульфидами глиноземистые сланцы.

С основными вулканитами в районе Поркконен, Пахтовара, Киттиля тесно связаны яшмовидные железистые кварциты, которые совместно образуют железисто-кремнистую формацию, аналогичную железисто-кремнистой формации спилито-диабазового ряда западной Карелии. Лопарскую серию перекрывает серия кумпу-ораниеми, которая сложена мощными толщами конгломератов, содержащими в качестве обломочного материала породы лопарской серии, в том числе валуны и крупные гальки железистых кварцитов, метадиабазов, филлитовидных сланцев, кварцевых кератофиров, реже — гнейсо-гранитов. Выше по разрезу конгломераты перекрываются грубообломочными аркозами, кварцитами и кварцито-песчаниками коричнево-фиолетового цвета.

По литологическому составу, положению в разрезе эта серия осадков может быть интерпретирована как молассовая формация. Стратиграфически она коррелировалась Хакманом с ятулийскими образованиями восточной Финляндии и с серией вакко северной Швеции. На территории западной Карелии серии кумпу-ораниеми соответствуют сариолийские конгломераты и кварциты ятулия. Нижележащая лапонийская серия, по мнению Хакмана, отделена от серии кумпу угловым несогласием и может быть скоррелирована с порфиристо-лептитовой формацией района Кируны.

Северная Норвегия. В Норвегии, по данным Т. Барта, П. Рейтона (1967), в западной и центральной частях нагорья Финмаркен, наблюдается разрез докембрийских образований, чрезвычайно сходный по своему формационному составу с вышеописанным разрезом финской Лапландии.

Здесь на гранитизированных гнейсовых породах, амфиболитах и слюдяных сланцах залегает мощная толща первичнообломочных пород, представленных аркозами, кварцитами («нижние кварциты») и конгломератами, которые местами являются базальными и содержат гранитные гальки. В кварцитах характерно присутствие фуксита. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и местами гранитизированы. Мощность «нижних кварцитов» не установлена. Судя по геологической карте, она составляет, видимо, не менее 500 м. В формационном отношении образования этой толщи представляют собой терригенную (песчанистую) формацию, залегающую в низах геосинклинальной серии.

Стратиграфически выше располагаются осадочно-вулканогенные образования, известные под названием «группа Часкиас». Породы этой группы были сформированы в период интенсивной и широко распространенной вулканической деятельности Карельской геосинклинали. Среди пород наиболее распространены вулканиты основного состава, среди которых различаются зеленокаменные породы, образованные по спилитам, пирокластические отложения основного состава, потоки базальтовых лав, агломераты, метаморфизованные лавы с шаровой и амигдалоидной текстурами. С основными вулканитами чередуются графитистые сланцы,

железистые кварциты и горизонты известняков. В низах толщи на нижних кварцитах залегают биотито-полевошпато-кварцевые сланцы.

По парагенетическим ассоциациям пород группа Часкиас представляет собой типичную геосинклинальную формацию спилито-диабазового ряда, сходную с аналогичной формацией района Киттиля Финляндии и районов Совдозеро — Маньга юго-западной Карелии.

Рассмотренные осадочно-вулканические образования перекрываются терригенными осадками группы Чаравааре. В составе этой группы различают (снизу вверх): аргиллиты с прослоями доломитов, конгломератов и пластами спилитов. Выше располагаются грубозернистые аркозистые песчаники иногда конгломератовидные, реже кварцитовые. В формационном отношении породы группы Чаравааре можно, вероятно, интерпретировать как молассы, сформированные в орогенный этап развития карелид. Стратиграфически они сопоставимы с серией кумпу Финляндии и со среднепротерозойскими образованиями Карелии.

Ряды формаций Кольско-Норвежской зоны карелид

Эта зона карелид охватывает полосу супракrustальных образований, расположенных в средней части Кольского полуострова и протягивающихся на территорию северной Норвегии. Как и в Карельской зоне карелид, в кольских карелидах широко распространены толщи железистых кварцитов, находящихся в ассоциации с вулканическими породами и парагнейсами. В настоящее время положение железорудных толщ Кольского полуострова, входящих в состав кольской серии гнейсов, дискуссионно. Одна группа исследователей считает, что железорудные толщи принадлежат фундаменту карелид. Другие исследователи железорудные толщи Кольского полуострова сопоставляют с беломорским комплексом гнейсов, рассматривая и те и другие в составе нижнего протерозоя. Третьи считают их нижнепротерозойскими, но более молодыми, чем гнейсы беломорской серии.

Кольский полуостров. На Кольском полуострове железорудные толщи, сложенные железистыми кварцитами, входят в состав кольской серии гнейсов, измененных в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Метаморфические процессы в значительной степени трансформировали первичный состав пород и усложнили контактовые взаимоотношения кольских гнейсов с нижележащими и перекрывающими геологическими комплексами.

Тем не менее детальные работы, проведенные в последние годы Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским (1968), позволили им восстановить первичный состав осадков кольской серии и расчленить ее на ряд свит. По данным этих исследователей, кольская серия гнейсов залегает на ультраметаморфическом комплексе пород, среди которых выделяются гнейсо-граниты и гранито-гнейсы, сходные с аналогичными породами Мурманского блока. Верхняя часть ультраметаморфического комплекса пород сложена чарнокитизированными гнейсами и сланцами основного состава общей мощностью 800—1500 м.

Вышележащая кольская серия расчленяется этими исследователями на две толщи (нижнюю и верхнюю). Нижняя толща (пинкельярвская свита) сложена гранато-биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с кристаллическими сланцами основного состава (или амфиболитами) и магнетитсодержащими сланцами. Преобладающими породами этой толщи являются гнейсы, которые образуют горизонты мощностью от 2 до 50 м. Мощность других разновидностей пород (магнетитсодержащие

сланцы, пироксено-роговообманковые сланцы) изменяется от 0,5 до 15 м. Общая мощность пород этой толщи составляет 800—1500 м. Породы верхней толщи расчленены, в свою очередь, на две свиты — чудзъяврскую и волшпахскую.

Чудзъяврская свита, слагающая нижнюю часть верхней толщи, состоит главным образом из пироксено-роговообманковых гнейсов, сланцев и амфиболитов, мощность пластов которых составляет 5—55 м. Они чередуются с горизонтами парачарнокитов и железистых пород мощностью до 16 м. Общая мощность пород свиты составляет 350—500 м. Среди пироксен- и амфиболсодержащих гнейсов и сланцев выделяются как орто-, так и парапороды.

Волшпахская свита, венчающая разрез кольской серии гнейсов, имеет мощность около 1800 м и сложена высокоглиноземистыми гнейсами (гранатовые, силиманитовые), ритмично чередующимися с гиперстеновыми и магнетитовыми сланцами. Эти гнейсы большинством исследователей рассматриваются как типичные парапороды.

В. А. Перевозчикова при тектоническом районировании докембрия Кольского полуострова верхнюю толщу кольской серии коррелирует с тундровой серией (Бондаренко и Дагелайский, 1968), считая их одновозрастными, но сформированными в различных тектонических условиях. Эта серия пород, замещающая по простиранию образования верхней толщи кольской серии, налегает на гнейсо-граниты мурманского массива и гнейсы нижней толщи кольской серии и в базальных слоях содержит гальки пород как мурманского массива, так и гнейсов нижней толщи кольской серии. Тундровая серия сложена глиноземистыми гнейсами и пара- и ортоамфиболитами с линзами магнетитовых сланцев, то есть литологически она мало отличается от верхней толщи кольской серии.

Независимо от того, каковы истинные взаимоотношения пород кольской и тундровой серий, судя по парагенетическим ассоциациям пород, обе они могут рассматриваться как вулканогенно-осадочная формация спилито-диабазового ряда. Во внутренней части этой геосинклинали железистые кварциты образуют железорудную провинцию (Примандровский район), детально рассмотренную М. С. Точиным и П. М. Горяновым (1964). Эти исследователи пришли к выводу, что железистые кварциты Примандровского района имеют осадочно-вулканогенное происхождение, залегают в породах кольской серии, с которыми составляют единую вулканогенно-осадочную формацию. Стратиграфически они ее коррелируют с железистыми кварцитами полярной Норвегии и средней Швеции.

Полярная Норвегия. Кольская и тундровая серии пород по простиранию переходят на территорию Норвегии. В районе Зюд — Варангера породы кольской серии менее метаморфизованы, подстилаются базальными конгломератами, залегают на архейских гнейсо-гранитах и содержат крупные залежи железистых кварцитов (месторождение Зюд — Варангер). По данным Т. Барта и П. Рейтана (1967), в полярной Норвегии выделяются три крупных комплекса метаморфических и магматических пород. Древнейший орогенический комплекс, названный этими исследователями докарельским, состоит из гнейсо-гранитов, амфиболитов и слюдяных гнейсов и сходен с ультраметаморфическим комплексом северо-западной части Кольского полуострова, с которым он может быть скоррелирован.

С угловым несогласием, через базальные конгломераты, докарельский комплекс пород перекрывается метаморфическими породами, отнесенными к карелидам. В основании карельских отложений залегают конгло-

мераты Бьерневанн, содержащие в галечном материале граниты и гнейсо-граниты нижележащего комплекса гранитоидов. Местами конгломераты сильно развальцованы и напоминают мигматиты. Выше располагается гнейсовый комплекс Бьерневанн, состоящий преимущественно из кварцитов и слюдяных сланцев, содержащий также горизонты роговообманковых сланцев, железистых кварцитов, амфиболитов и метариолитов, превращенных в лептитовые гнейсы.

По стратиграфическому положению гнейсовый комплекс Бьерневанн соответствует комплексу гнейсов кольской серии, в которую он переходит по простирацию. По парагенетическим ассоциациям пород железорудная толща Зюд — Варангера может быть отнесена к сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации и сопоставлена с гимольской градацией сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации западной Карелии.

На размытой поверхности комплекса гнейсо-гранитов и гнейсов Бьерневанн с угловым несогласием налегает мощная толща конгломератов, слагающих базальные горизонты вулканогенно-осадочной формации, известной под названием Петсамон-тунтуритт, которая переходит на территорию СССР в район Печенги (печенгская серия). Базальные конгломераты формации Петсамон-тунтуритт (печенгская серия) состоят из остроугольных или слабоокатанных обломков гранитов, железистых кварцитов, слюдяных сланцев и кварцитов. Местами они сопровождаются аркозами, биотитовыми и альбито-серицитовыми сланцами. Вышележащие вулканогенные образования в наиболее полных разрезах имеют мощность около 5 км и представлены главным образом эффузивными метадиабазами, метамандельштейнами, метаморфизованными потоками основных лав с шаровой текстурой, туфобрекчиями, чередующимися с подчиненными пачками известняков, доломитов, кварцито-песчаников.

Стратиграфическое положение печенгской серии дискуссионно. Большинство советских исследователей рассматривают ее в составе карелид и сопоставляют со среднепротерозойскими вулканитами онежской серии и Ветреного пояса Карелии.

Корреляция железо-кремнистых толщ Балтийского щита отчетливо показывает большое сходство в строении формационного ряда карелид западной Карелии с вертикальными рядами формаций свекофеннид и карелид Швеции, Финляндии, Норвегии и Кольского полуострова. Это сходство заключается в том, что железисто-кремнистые формации слагают нижние части разрезов как в карелидах, так и в свекофеннидах и отражают собой начальные стадии геосинклинального развития рассматриваемой территории.

Железисто-кремнистые формации перекрываются иногда с угловым несогласием вулканогенными формациями спилито-диабазового ряда или терригенными флишоидными формациями, образовавшимися в конечные стадии геосинклинального развития. Верхние части разрезов сложены молассовыми и субплатформенными формациями, которые отражают качественно новый этап в развитии докембрия Балтийского щита. Таким образом, формационным анализом в докембрии Балтийского щита устанавливается два этапа развития: типично геосинклинальный и орогенный с элементами субплатформенного.

Характерно также и то, что во многих районах (западная Карелия, северная Швеция, полярная Норвегия) железорудные формации подстилаются мощными толщами конгломератов, которые налегают на древний фундамент с возрастом (по данным геохронологии) более 2600 млн. лет.

Этой цифрой определяется нижняя возрастная граница железисто-кремнистых формаций докембрия Балтийского щита. Необходимо отме-

тить, что советскими геологами интервал времени 2600 ± 100 млн. лет — 2000 млн. лет отнесен к нижнему протерозою. Этому времени соответствует геосинклинальный этап развития обширной территории Балтийского щита и накопления крупных железисто-кремнистых формаций карелид и свекофеннид Швеции и Финляндии. Тем более, что данные абсолютной геохронологии, полученные как советскими, так и зарубежными исследователями, не противоречат этому выводу. На всей огромной территории Балтийского щита геосинклинальные комплексы карелид и свекофеннид, в которых развиты железисто-кремнистые формации, имеют возраст, укладывающийся в интервале времени 2600—2000 млн. лет. Исключением являются породы кольской серии, в которой встречаются более древние возрасты (2870—2820 млн. лет). Причины такого удрежнения гнейсов кольской серии, содержащих залежи магнетитовых сланцев, непонятны. Возможно, как предполагает К. А. Шуркин (1968), что некоторые свиты кольской серии гнейсов включают в себя часть пород переработанного древнего фундамента, которые по существу и дают аномально высокие значения возраста.

Формирование орогенных и субплатформенных формаций Балтийского щита отвечает среднепротерозойскому этапу развития, соответствующему интервалу времени 2000—1650 млн. лет.

НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ палеотектонического развития докембрия Балтийского щита и фундамента Русской платформы в нижнем протерозое, проведенный автором (Атлас палеотектонических карт, 1969, редактор К. О. Кратц), позволил установить, что в раннепротерозойский период (2600 ± 100 —2000 млн. лет) Балтийский щит и Русская платформа представляли собой обширную геосинклинальную область (Восточно-Европейскую), в пределах которой выделялись крупные геосинклинальные системы (Карельская, Свекофенская, Кольская, Белорусская, Саксаганская). Эти геосинклинали разделялись значительными по размерам массивами более ранней (архейской) стабилизации (Беломорским, Самарским, Донским, Житомирским и другими срединными массивами) (рис. 55).

Простирание раннепротерозойских геосинклинальных систем определялось главным образом взаимным расположением и конфигурацией срединных массивов. Внутри геосинклинальных систем выделялись внутренние поднятия (Онежское, Центральное-Кольское, Курское) и прогибы, выполненные вулканическими, вулканогенно-осадочными и терригенными формациями. Некоторые из них сходны с эвгеосинклинальными и мио-синклинальными формациями неогей.

К формациям эвгеосинклинального типа отнесены в различной степени метаморфизованные вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, образовавшиеся в начальные стадии формирования протерозойских геосинклиналей. Они обычно слагают нижние части разрезов структурно-фациальных зон.

На Балтийском щите среди формаций эвгеосинклинального типа по составу родоначальных лав выделяются два ряда вулканических формаций — спилито-диабазовый и лептито-порфировый, сформированные одновременно, но в различных палеотектонических условиях.

Спилито-диабазовый ряд формаций включает в себя собственно спилито-диабазовую, состоящую главным образом из метаморфизованных

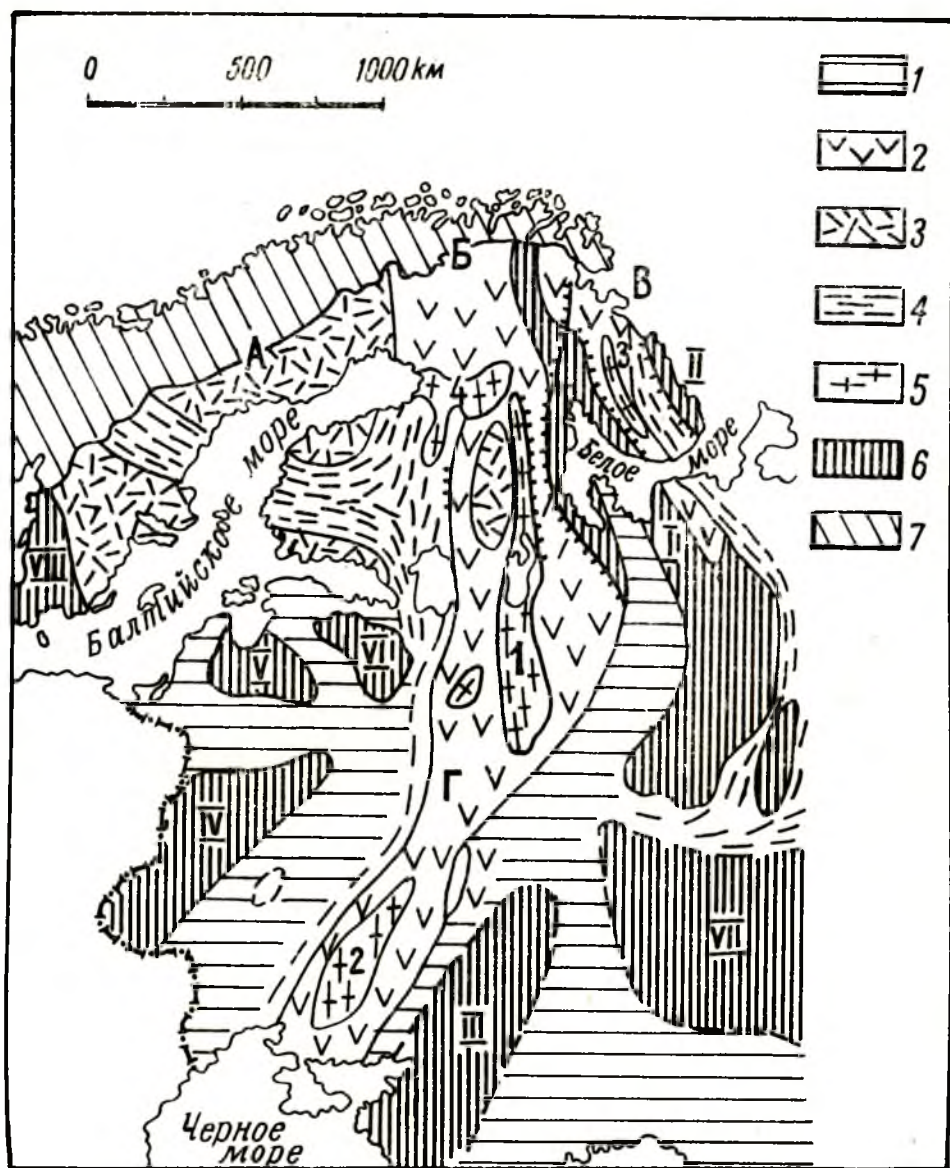


Рис. 55. Схема палеотектоники Восточно-Европейской геосинклинальной области на период нижнепротерозойского этапа развития (2600 ± 100 млн. лет — 2000 млн. лет):

1 — области поднятий и опусканий нерасчлененные; 2 — геосинклинальные прогибы, выполненные формациями спилито-диабазового ряда (спилито-диабазовая, железисто-кремнистая спилито-диабазовая, терригенно-вулканические спилито-диабазовые, колчеданные); 3 — геосинклинальные прогибы, выполненные преимущественно формациями лептито-порфирового ряда (лептито-порфировая, сланцево-порфировая, железисто-кремнистая лептито-порфировая, железисто-кремнистая сланцево-лептитовая); 4 — геосинклинальные прогибы, выполненные флишевыми и флишонными формациями; 5 — внутригеосинклинальные поднятия; 6 — срединные массивы; 7 — Каледониды.

Основные палеотектонические элементы. Геосинклинальные системы и геосинклинали: А — Свекофенская геосинклинальная система, Б — Карельская геосинклинальная система, В — Кольско-Норвежская геосинклинальная система, Г — Саксаганская геосинклинальная система.

Срединные массивы и блоки: I — Беломорский срединный массив; II — Мурманский блок; III — Донской срединный массив; IV — Житомирский срединный массив; V — Курземский срединный массив; VI — Новгородский срединный массив; VII — Самарский срединный массив; VIII — Готский срединный массив.

Внутригеосинклинальные поднятия: 1 — Онежское; 2 — Днепровское; 3 — Центрально-Кольское; 4 — Ботническое.

лав и туфов основного состава, терригенно-вулканическую (чередование основных лав с пластами сланцев и кварцитов), местами железисто-кремнистую и колчеданную формации. По парагенетическим ассоциациям пород спилито-диабазовая формация сходна с аналогичными формациями неогей, состоящими из лав, туфов основного состава и офиолитов. Однако в структурно-тектоническом отношении эта формация не идентична последокембрийским вулканическим эвгеосинклинальным формациям, отлагавшимся во внутренних частях геосинклиналей.

Большая часть формаций спилито-диабазового ряда Балтийского щита приурочена к зонам сочленения широких геосинклинальных прогибов со срединными массивами. Эти зоны характеризовались долгоживущими глубинными разломами, иногда мантийного типа (Восточно-Карельская зона карелид) и представляли собой области высокой проницаемости земной коры для магматических масс. В указанных палеотектонических условиях на Балтийском щите формировались нижепротерозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Восточно-Карельской и Кольско-Норвежской геосинклиналей, протягивавшихся вдоль Беломорского и Мурманского срединных массивов и отделившихся от последних серией глубинных разломов.

Второй ряд геосинклинальных формаций (лептито-порфировый) характеризуется тесной ассоциацией вулканитов кислого и среднего составов с железистыми кварцитами, реже — известняками и терригенными осадками. По парагенетическим ассоциациям пород в этом ряде выделяются порфировая (или порфиристо-лептитовая, железисто-кремнистая порфиристо-лептитовая и железисто-кремнистая сланцево-лептитовая формации). Наиболее широко эти формации распространены в центральных частях свекофеннид и внутренней части карелид.

Выше на примере западной Карелии было показано, что железисто-кремнистые формации лептито-порфирового ряда образовались на внутригеосинклинальном, сравнительно жестком массиве, примыкавшем своим восточным краем к внутреннему поднятию (Онежскому).

Седиментация здесь происходила в сравнительно мелководных условиях, что подтверждается накоплением терригенных осадков (суккозерская свита), поставлявшихся Онежским внутригеосинклинальным поднятием и местными поднятиями фундамента.

Одновременно интенсивно протекали процессы кислого вулканизма, в результате которого возникли мощные толщи пирокластических и железисто-кремнистых осадков сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации.

Терригенные осадки, кислый вулканизм, перерывы в осадконакоплении, сравнительно небольшие мощности осадков — все это может свидетельствовать о геоантиклинальном режиме осадконакопления в этой части Карельской геосинклинали. Порфиристо-лептитовые формации свекофеннид Швеции, вероятно, отлагались в аналогичных палеотектонических условиях обширной свекофеннской геосинклинали. Седиментация формаций лептито-порфирового ряда здесь, видимо, происходила на крупных, сравнительно жестких внутригеосинклинальных блоках (глыбах), сложенных сиалическими породами древнего (архейского) фундамента. Этим, вероятно, можно объяснить интенсивный кислый магматизм (как глубинный, так и эффузивный), а также происхождение пологой складчатости, которая характерна, по данным Гейера (1967), для свекофеннид центральной Швеции.

Этому выводу не противоречат и данные геофизики о мощностях земной коры Балтийского щита. Блоки с максимальной мощностью земной коры на Балтийском щите (40—51 км) во многих случаях совпадают

с площадями распространения формаций лептито-порфирового ряда. Особенно отчетливо это проявляется в свекофеннидах Швеции, где, по данным Трангвиссона, выделяются три блока земной коры, границы которых совпадают с площадями, занятыми лептито-порфировыми формациями (центральная Швеция, районы Шеллефтео и Кируны). Аналогичные блоки выделяются в Финляндии на побережье Ботнического залива (район Похьянмаа) и в западной Карелии, где наблюдается также положительный региональный фон магнитного поля.

Взаимосвязь блоков с повышенными мощностями земной коры с формациями лептито-порфирового ряда, по-видимому, отражает более глубокие закономерности развития земной коры Балтийского щита. Некоторые геофизики (Цирульникова, Чечель, Шустова, Сокол, 1968) связывают гравитационные минимумы и совпадающие с ними региональные максимумы магнитного поля докембрия западной Карелии с метаморфическими процессами и, в частности, с метасоматозом. Они считают, что процессы щелочного метасоматоза ведут к разуплотнению вещества земной коры за счет образования минералов с менее плотной ионной упаковкой. Одновременно образуются ферромагнитные минералы, которые, в конечном счете, и создают положительный региональный фон магнитного поля.

Нам представляется, что одними метаморфическими процессами нельзя объяснить повышенную магнитность горных пород и отрицательное значение регионального поля силы тяжести западной Карелии.

Метасоматоз и гранитизация, которым подвергались породы железисто-кремнистых формаций западной Карелии, не менее интенсивно проявлялись и в других частях Балтийского щита (пример — ладожская серия), однако в этих районах наблюдается отрицательное региональное магнитное поле. Вероятно, происхождение положительного магнитного поля западной Карелии в первую очередь связано с высокими концентрациями магнетита в породах железисто-кремнистых формаций.

Повышение мощности гранитного слоя и земной коры в целом в областях развития лептито-порфировых формаций объясняется, по-видимому, тем, что в отличие от формаций спилито-диабазового ряда, приуроченных к глубинным разломам, порфиро-лептитовые формации формировались на древних сиалических блоках, за счет которых, видимо, и нарастался «гранитный» слой.

К формациям миогеосинклинального типа отнесены метаморфизованные терригенные толщи глинистого, песчано-глинистого и глинисто-песчаного состава, часто характеризующиеся ритмичным переслаиванием флишевого характера. Стратиграфически они, как правило, слагают верхние части разрезов ранних карелид Карелии и свекофеннид Швеции.

На территории Карелии (восточно-финляндская зона) флишевые толщи ладожской серии через конгломераты налегают на вулканические толщи сортавальской (питкярантской) серии, несущие пласты железистых кварцитов, и горизонты мраморизованных известняков, графитистых сульфидсодержащих сланцев и параамфиболитов.

Сортавальская серия по парагенетическим ассоциациям пород относится к сланцево-диабазовым формациям спилито-диабазового ряда и коррелируется с железисто-кремнистой формацией спилито-диабазового ряда западной Карелии. Таким образом, вышележащая флишевая формация (ладожская серия) в восточно-финляндской зоне карелид завершает разрез ранних карелид Карелии. Эта формация в районе Ладожского озера разделяется на две ветви. Одна из них протягивается до северо-западного конца Ботнического залива. Вторая поворачивает на

юго-запад, протягиваясь в зону Тампере Финляндии и затем на территорию центральной Швеции.

В кольско-норвежской зоне карелид к флишевой формации может быть отнесена свита глиноземистых сланцев и гнейсов свиты кейв, залегающая на осадочно-вулканогенной тундровой серии, содержащей также залежи железистых кварцитов.

Анализ строения нижнепротерозойских геосинклиналей Балтийского щита показывает большое сходство в истории их развития. Железисто-кремнистые формации как в Карельской, Свекофенской, так и в Кольско-Норвежской геосинклиналях приурочены к нижним частям стратиграфических разрезов и генетически связаны с вулканизмом кислого или основного состава, в зависимости от палеотектонических условий седиментации. Во времени железисто-кремнистые формации сменяются спилито-диабазовыми формациями (западная Карелия) или терригенным флишем (центральная Швеция, Кольский полуостров).

Большое сходство в развитии наблюдается также с Саксаганской геосинклинальной системой, которая в нижнем протерозое охватывала территорию Украинского щита, Воронежского массива и протягивалась далеко на северо-запад, где, видимо, сочленялась с Карельской геосинклиналью.

В Криворожском прогибе многими исследователями выделяются формации первой (доорогенной) половины цикла развития (диабазо-спилитовая, кератофиристо-сланцевая, нижняя терригенная, джеспилитовая) и формации второй (орогенной и посторогенной) половины цикла (углисто-терригенная, лагунная и молассовая) (Каляев, 1965).

Диабазо-спилитовая формация наблюдается во всех структурных зонах прогиба. Однако максимальные ее мощности (до 2000 м) встречаются во внутренних зонах.

Вулканогенно-осадочная джеспилитовая и кератофиристо-сланцевая формации установлены во внутренних зонах прогиба. Нижняя терригенная и железисто-кремнистая формации осадочного типа наиболее полно представлены в Криворожском синклинории, образующем внешнюю зону Криворожского прогиба.

В Курском прогибе в нижнем протерозое в начальные этапы развития происходило формирование спилито-кератофиристовых толщ в ассоциации с железистыми кварцитами михайловской серии, которая является стратиграфическим эквивалентом метадиабазовой серии Украинского кристаллического щита и может быть сопоставлена с первым циклом седиментации гимольской серии западной Карелии.

Вышележащие образования курской серии (нижняя и средняя свиты) достигают мощности более 2000 м, принадлежат железисто-кремнисто-сланцевой формации осадочного типа и стратиграфически коррелируются с криворожской серией Криворожского прогиба. Она, видимо, может быть также сопоставлена с породами второго цикла седиментации гимольской серии Карельской геосинклинальной системы.

Формации второй половины цикла развития (углисто-терригенная, лагунная и молассовая), слагающие верхнюю свиту криворожской серии, стратиграфически сопоставимы с верхней свитой курской серии Курского прогиба и могут быть скоррелированы с сарнолием и ятулием Балтийского щита и отнесены к следующему этапу тектонического развития, по времени соответствующему среднему протерозою (2000—1650 млн. лет). В среднепротерозойский период тектонического развития территория Балтийского щита и Русской платформы развивалась как обширная складчатая область с переходным тектоническим развитием от геосинклинального — к платформенному (орогенный этап развития).

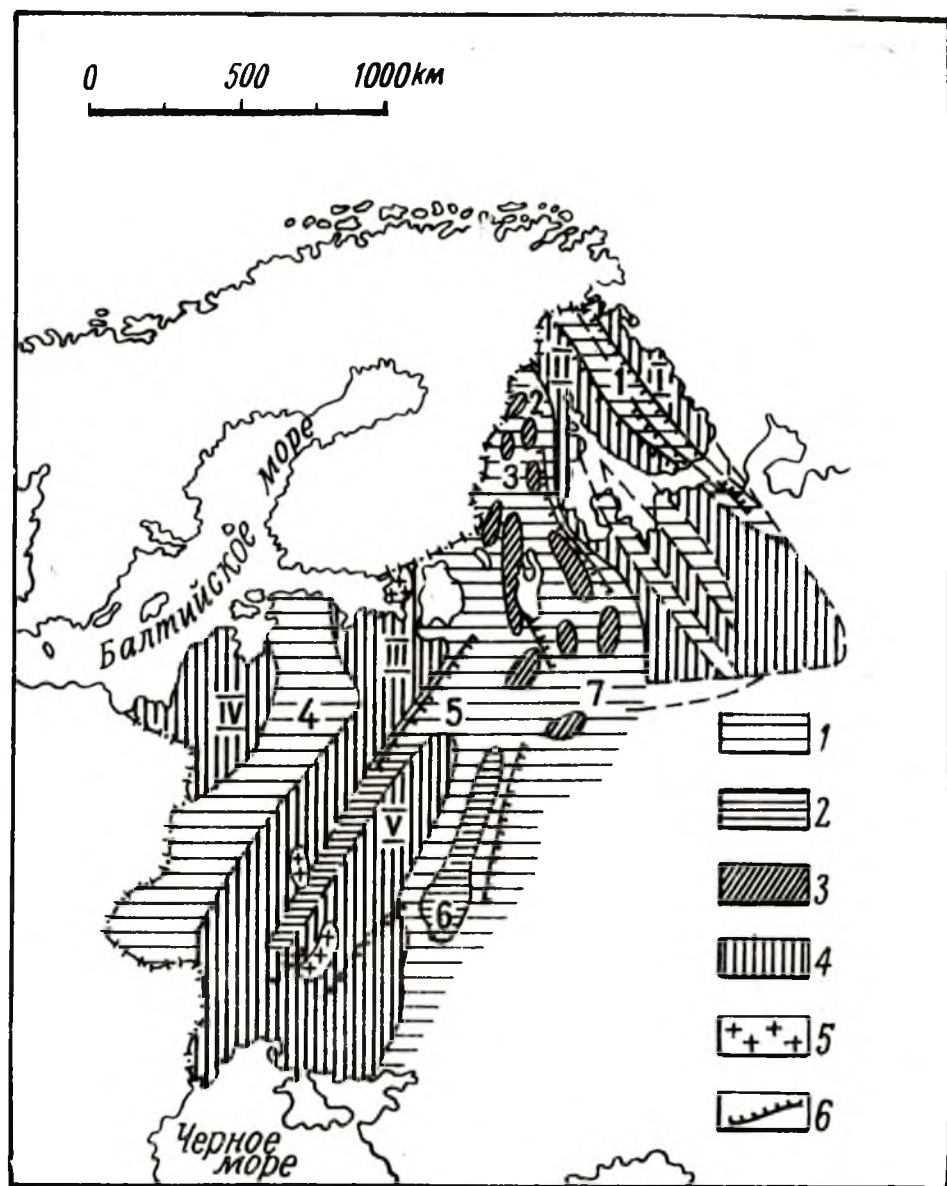


Рис. 56. Схема палеотектоники Восточно-Европейской геосинклинальной области в среднепротерозойский (2000—1650 млн. лет) этап развития (по В. А. Соколову с некоторыми изменениями):

1 — области опусканий до 3000 м и преимущественного накопления песчаной, песчано-глинистой, карбонатно-терригенной шунгитовой и наземной диабазовой формаций; 2 — области опусканий на глубину более 3000 м и накопления кластогенной железисто-кремнистой формации; 3 — области чередования поднятий и опусканий; 4 — области поднятий; 5 — интрузии гранитов рапакиви; 6 — разломы.

Палеотектонические элементы:

Прогибы: 1 — Кольский; 2 — Восточно-Карельский; 3 — Центральнo-Карельский; 4 — Бело-русско-Балтийский; 5 — Смоленско-Криворожский; 6 — Курский; 7 — Ярославский.

Поднятия: I — Мурманское; II — Беломорское; III — Новгородское; IV — Курземское; V — Украинское.

Наиболее отчетливо эта особенность проявилась в пределах карельской геосинклинальной системы, которая в этот период была превращена в складчато-горную страну с характерными накоплениями в межгорных прогибах и внутренних впадинах орогенных и субплатформенных формаций ятулия и сариолия (молассовой, песчанистой, карбонатно-терригенной, шунгитовой). Железистые породы в этот период тектонического развития на Балтийском щите образуются крайне редко и представлены главным образом в виде кластогенных фаций, возникших за счет разрушения нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций. Пласты мартито-гематитовых руд переслаиваются со сланцами, кварцитами, конгломератами и образуют незначительные залежи в южной Карелии.

Простирание прогибов и областей поднятий в среднепротерозойский период в целом совпадает со структурными элементами, заложенными в нижнем протерозое (рис. 56).

Срединные массивы нижнепротерозойского периода развития превращаются в крупные поднятия (Беломорское, Новгородское, Курземское), значительно сокращаются прогибы, располагавшиеся на месте нижнепротерозойских геосинклинальных систем и геосинклиналей.

Отдельные, собственно геосинклинальные зоны, завершающие свое развитие в течение среднего протерозоя, сохранились в этот период на месте Курского и Криворожского прогибов.

В тектоническом отношении среднепротерозойская орогенная область характеризовалась небольшой дифференцированностью тектонических движений, но в отдельных прогибах (Криворожский, Курский) — значительной амплитудой. В этих прогибах происходило интенсивное накопление осадочно-хемогенных и кластогенных железисто-кремнистых формаций, а также углистой, карбонатной и молассовой.

Таким образом, в развитии протерозоя Балтийского щита и докембрия Русской платформы отчетливо намечаются две крупные эпохи железнанакопления, каждая из которых соответствует определенному этапу тектонического развития.

В геосинклинальный период, отвечающий по времени нижнему протерозою (2600 ± 100 —2000 млн. лет), на огромной территории Восточно-Европейской геосинклинальной области, характеризовавшейся интенсивным подводным вулканизмом, формировались крупные железисто-кремнистые формации вулканогенно-осадочного ряда, за счет которых впоследствии образовались крупнейшие месторождения железистых кварцитов на Балтийском щите, Украинском кристаллическом массиве и КМА.

Осадочно-хемогенный и кластогенный типы рудообразования связаны с орогенным и субплатформенным этапами развития докембрия Восточно-Европейской геосинклинальной области, по времени соответствующими среднему протерозою (2000—1650 млн. лет).

Наиболее интенсивно в этот период рудообразование протекало в Криворожском и Курском прогибах. На Балтийском щите кластогенные железные руды известны лишь в ятулийских отложениях южной Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

Александров И. В., Змеенкова А. В. Эволюция пород при прогрессивном метаморфизме (на примере средней свиты криворожской серии). «Геохимия», 1958, № 1.

Александров И. В. Об особенностях эволюции пород Криворожской серии при щелочном метасоматозе. «Геохимия», № 4, 1959.

Барт Т., Рейтан П. Докембрий Норвегии. В кн.: «Докембрий Скандинавии». «Мир», М., 1967.

- Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1964.
- Белевцев Я. Н. и др. Проблемы металлогении Украины. «Наукова думка», Киев, 1964.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолтехиздат, М., 1948.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм архея центральной части Кольского полуострова. «Наука», Л., 1968.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слюистости. «Наука», М., 1965.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, М., 1959.
- Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции. В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 2. ИЛ, М., 1955.
- Гейер П. Докембрий Швеции. В кн.: «Докембрий Скандинавии». «Мир», М., 1967.
- Геологический словарь, т. I. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изд. К-Ф научн. исслед. базы АН СССР, Петрозаводск, № 1, 1948.
- Гилярова М. А. Некоторые спорные проблемы геологии докембрия КАСССР. Вестник ЛГУ, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3, 1962.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., 1957.
- Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. «Наука», М., 1966.
- Григорьев В. М., Зеленев К. К. Об источнике германия в железных рудах. «Геохимия», № 5, 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», М., 1965.
- Доильницына В. А., Инина К. А. Сборник химических анализов горных пород Карелии. Петрозаводск, 1967.
- Елисеев Н. А., Никольский Н. Н., Кушеев В. Г. Метасоматиты Криво-рожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Зеленов К. К. Вынос растворимого алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. «Недра», М., 1967.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. лабор. геол. докембрия, вып. 55, 1960.
- Магнуссон Н. Х. Стратиграфия докембрия Швеции, расположенного вне каледонских горных сооружений. Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. I, ИЛ, М., 1963.
- Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Ин-та геол. Уральского филиала АН СССР, вып. 79, 1966.
- Момджи Г. С., Григорьев В. М. Сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 5, М., 1959.
- Момджи Г. С., Григорьев В. М., Чурбаков В. Ф. Условия накопления и закономерности распределения германия в железных рудах. В сб.: «Минеральное сырье», вып. 7, М., 1963.
- Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Тр. лабор. вулканологии, вып. 17, 1959.
- Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Закономерности распределения элементов-примесей в породах кремнисто-железистой формации Курской магнитной аномалии и их генетическое значение. ДАН СССР, т. 161, № 1, 1965.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд. Воронежск. ун-та, Воронеж, 1966.
- Полканов А. А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. Междунар. геол. конгресс, XVII сессия. Путеводитель, северная экскурсия. Кольский полуостров. Л.—М., 1937.

Полканов А. А. Четвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Междунар. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. II, М., 1939.

Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля — Кивач. В сб.: «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии». Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1. Петрозаводск, 1968.

Ронов А. Б. и Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. «Геохимия», № 6, 1957.

Семененко Н. П., Половко Н. И. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, Киев, 1956.

Симонен А. Стратиграфия докембрия Финляндии. Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. I, ИЛ, М., 1963.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, II, III. Изд-во АН СССР, М., 1960, 1962.

Судовиков Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. В кн.: «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых». Изд-во АН УССР, Киев, 1960.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленинградского ун-та, 1964.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. «Недра», М., 1965.

Тернер Ф. Д., Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М., 1961.

Тиррель Г. В. Вулканы. ОНТИ, 1934.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. «Наука», М., 1964.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. В кн.: «Рудоносные и вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». «Наука», М., 1965.

Хан В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. Бюлл. МОИП, т. 34(2), М., 1959.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия восточной части Балтийского щита. «Недра», М., 1966.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, М., 1961.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», М., 1967.

Цирюльников М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». «Наука», Л., 1968.

Цирюльников М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Р. С. Сокол. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». «Наука», Л., 1968.

Чернов В. М. Об условиях образования Костомукшского железорудного месторождения. Изд. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1959.

Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований западной Карелии. Сб. матер. по геол. Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.

Чернов В. М., Стенарь М. М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. В сб.: «Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ва», Мурманск. кн. изд-во, Мурманск, 1961.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. «Наука», М.—Л., 1964.

Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. «Недра», вып. 1, М., 1966.

Чернов В. М., Горьковец В. Я., Инина К. А., Раевская М. Б. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии. В сб.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1966.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Шатский Н. С. О марганцевых формациях и металлогении марганца. Изд-во АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам, вып. 2, М., 1955.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». «Наука», Л., 1968.

Эрлих Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. «Наука», М., 1966.

Эскола П. Докембрий Финляндии. В кн.: «Докембрий Скандинавии». «Мир», 1967.

Albrecht F., Hegemann F. Eisenerze. „Chemie der Erde.“ Bd. 17, H. 2, 1952.

Geijer P., Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of Central Sweden. J. Report of the 18-th Session International Geological Congress. Great Britain, 1948, Pt. 13, London, 1952.

Games H. Sedimentary facies of iron formation. Econ. geol., vol. 49, № 3, 1954.

Games H. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan. Bull. Geol. Soc., № 12, 1955.

Kautsky G. Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Nord-schweden, SGR Ser. C., № 543, 1957.

Magnusson N. H., Lundqvist G., Regnell. Sveriges geologi, Stockholm, 1963.

Oelsner O. Zur Genese der nord-und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten. Geologie Zeitschrift für das Gesamtgebiet der Geologie und Mineralogie sowie der angewandten Geophysik, H. 6, Berlin, 1961.

Offerberg J. Beskrivning till berggrundskartbladen Kiruna NV, NO, SV, SO. Sveriges geologiska undersökning, berggrundsgeologiska och geofysiska kartblad skala 1:50 000, ser. AF, N 1—4, Stockholm, 1967.

Oftedahl Ch. A theory of Exhalative-sedimentary ores. Geol. Forhandl., 432. Stockholm, 1958.

Sederholm J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., № 91, 1930.

Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the pre-Cambrian, Explanatory notes to accompany a geological map of Fennoscandia, BGF, 98, Fennia, 55, № 2, 1932.

Simonen A. Geological map of Finland 1:100 000 Sheet —2124 Viljakkala — Teisko. Explanation to the map of rocks. Helsinki, 1952.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svekofennidic early archean supracrustal rocks in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., № 160, 1953.

Tuominen H. V. Metamorphic concentration of magnesium and iron in the Orijarvi region, a reply, BGF, 1954, 233, 1951.

Tuominen H. V. Origin of the Orijarvi granodiorite, Finland, by metamorphic differentiation (Abstract). Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1954, 1958.

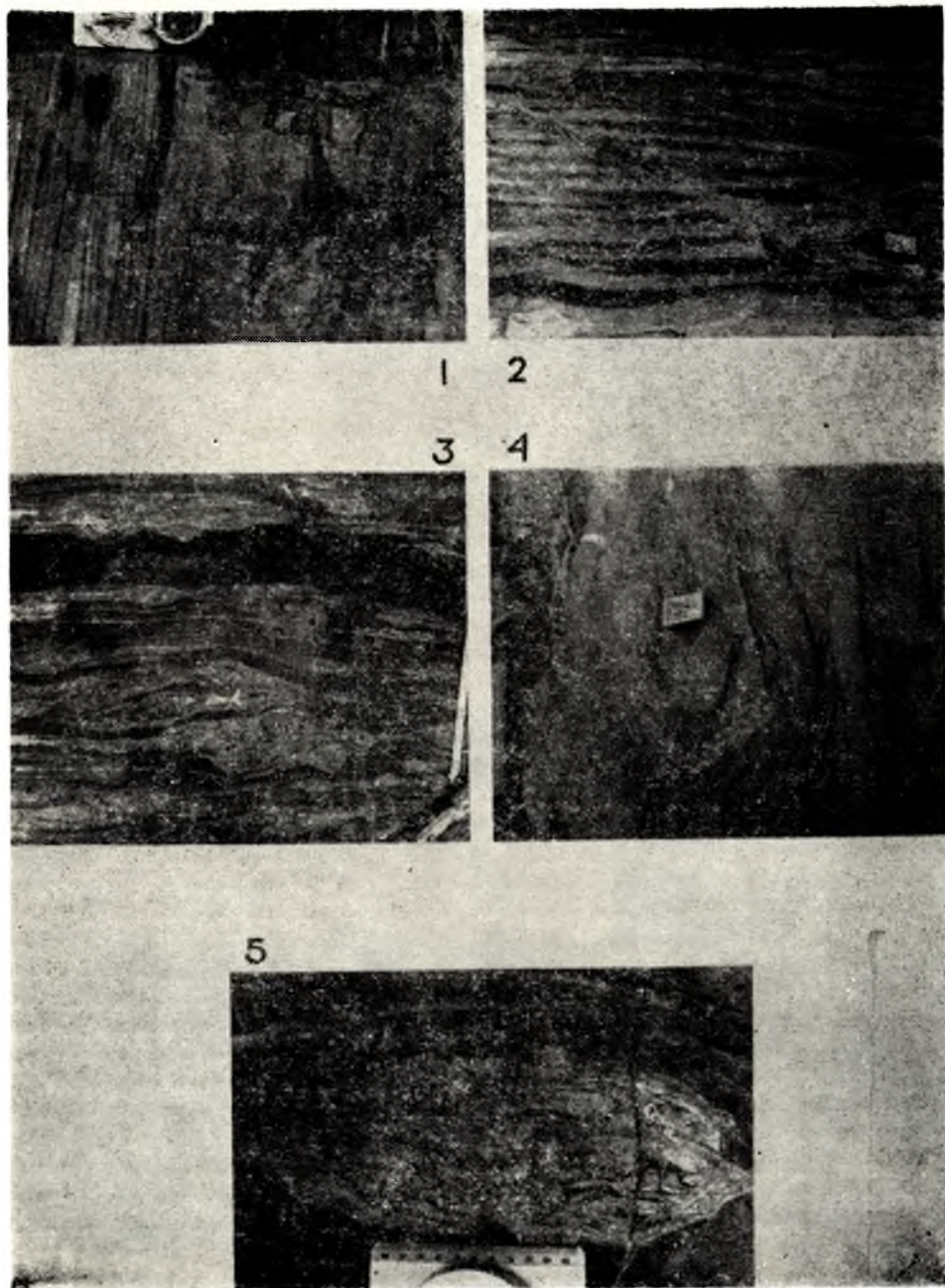


Таблица 1. 1 — Слоистый амфиболовый сланец, обн. 961 (район дер. Совдозеро).
 2 — Характер слоистости в амфиболовых сланцах (обн. 1055, район д. Совдозеро).
 3 — Амфиболо-эпидотовый сланец с реликтами «пятнистой» текстуры (район д. Совдозеро). 4, 5 — Характер эпидотовых обособлений в эпидото-амфиболовых сланцах с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур (район д. Совдозеро).

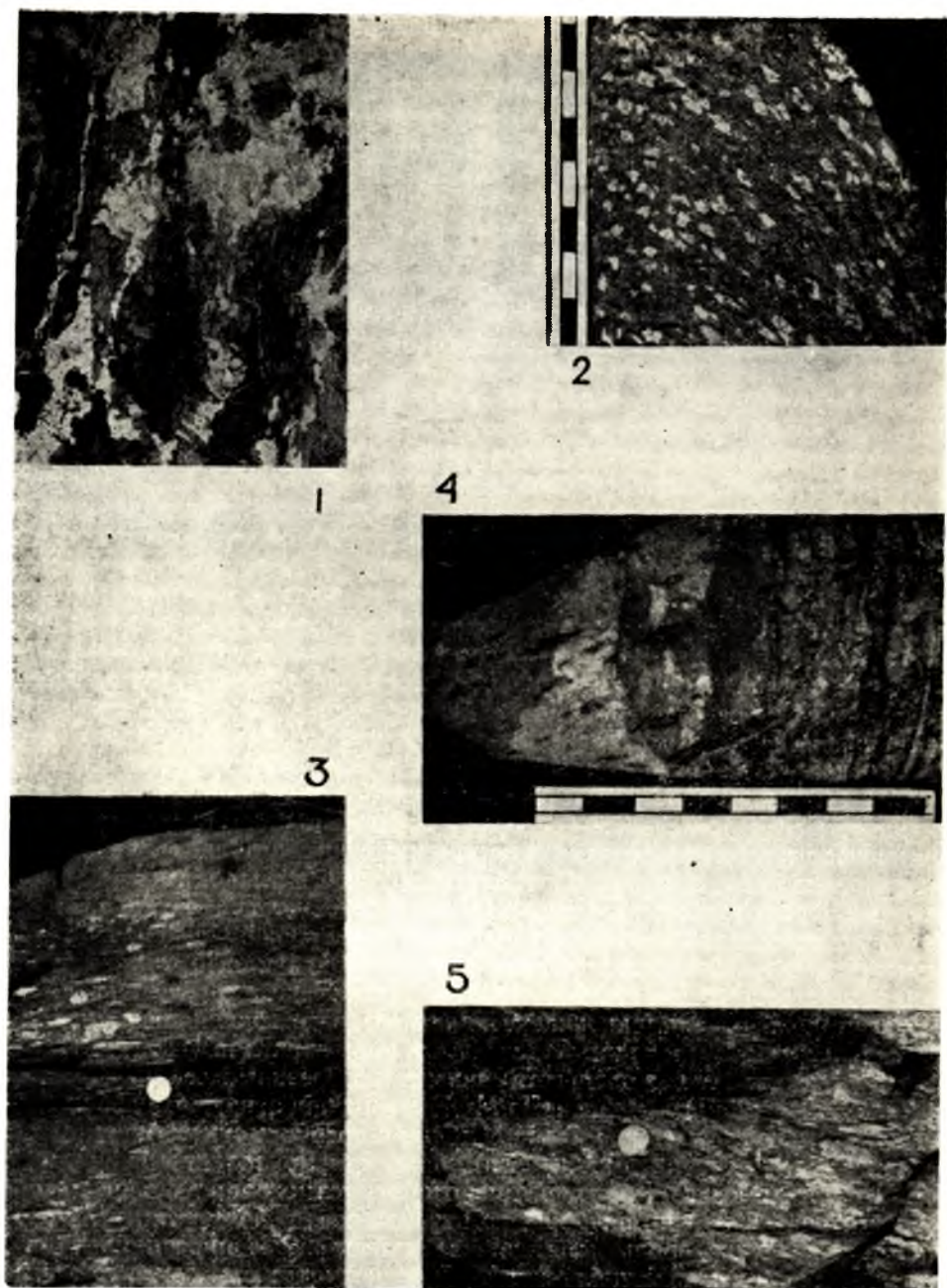
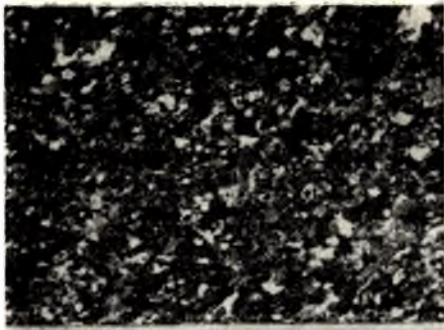
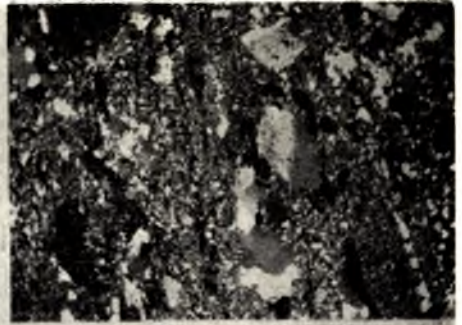


Таблица II. 1 — Полевошпато-биотито-амфиболовый сланец (по андезитам). Структура. Шлиф 513, увел. 17, без анализатора (район Межезерского месторождения). 2 — Порфиробластический кварцево-биотито-карбонатный сланец. КERN скважины 118, обр. 21 (Костомукшское месторождение). 3 — Характер переслаивания мелкообломочной осадочной брекчии с косослоистыми (внизу) порфиробластическими полевошпато-амфиболовыми сланцами (район Межезерского месторождения). 4 — Полосчатый талько-хлоритовый сланец. Мицдалекаменная текстура. КERN скважины 170, обр. 45 (Костомукшское месторождение). 5 — Мелкообломочная осадочная брекчия, обн. 619 (район Межезерского месторождения).



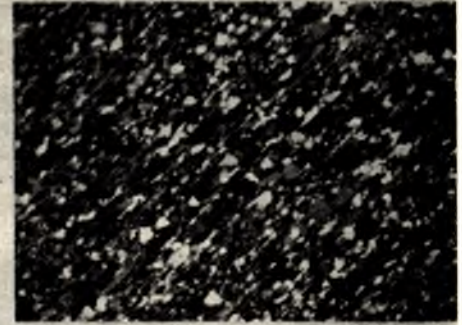
1



2



3



4

5

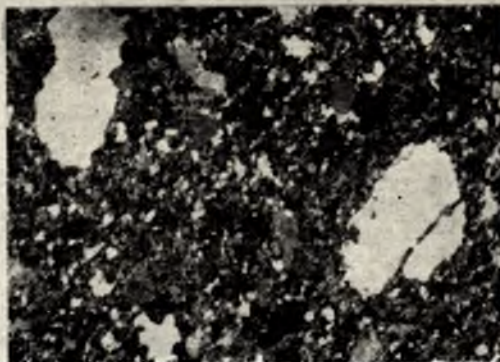


Таблица III. 1 — Геллефлинита. Структура. Шлиф 170—5, увел. 83, николи+ (Костомукшское месторождение). 2 — Порфирид. Структура. Шлиф 29—24, увел. 20, николи+ (Костомукшское месторождение). 3 — Порфирид. Структура. Шлиф 3—2, увел. 20, николи+ (Совдозерское месторождение). 4 — Кварцево-биотитовый туфосланец. Структура. Шлиф 197—14, увел. 23, николи+ (Костомукшское месторождение). 5 — Биотито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец. Структура. Шлиф 3—25, увел. 23, николи+ (Межезерское месторождение).

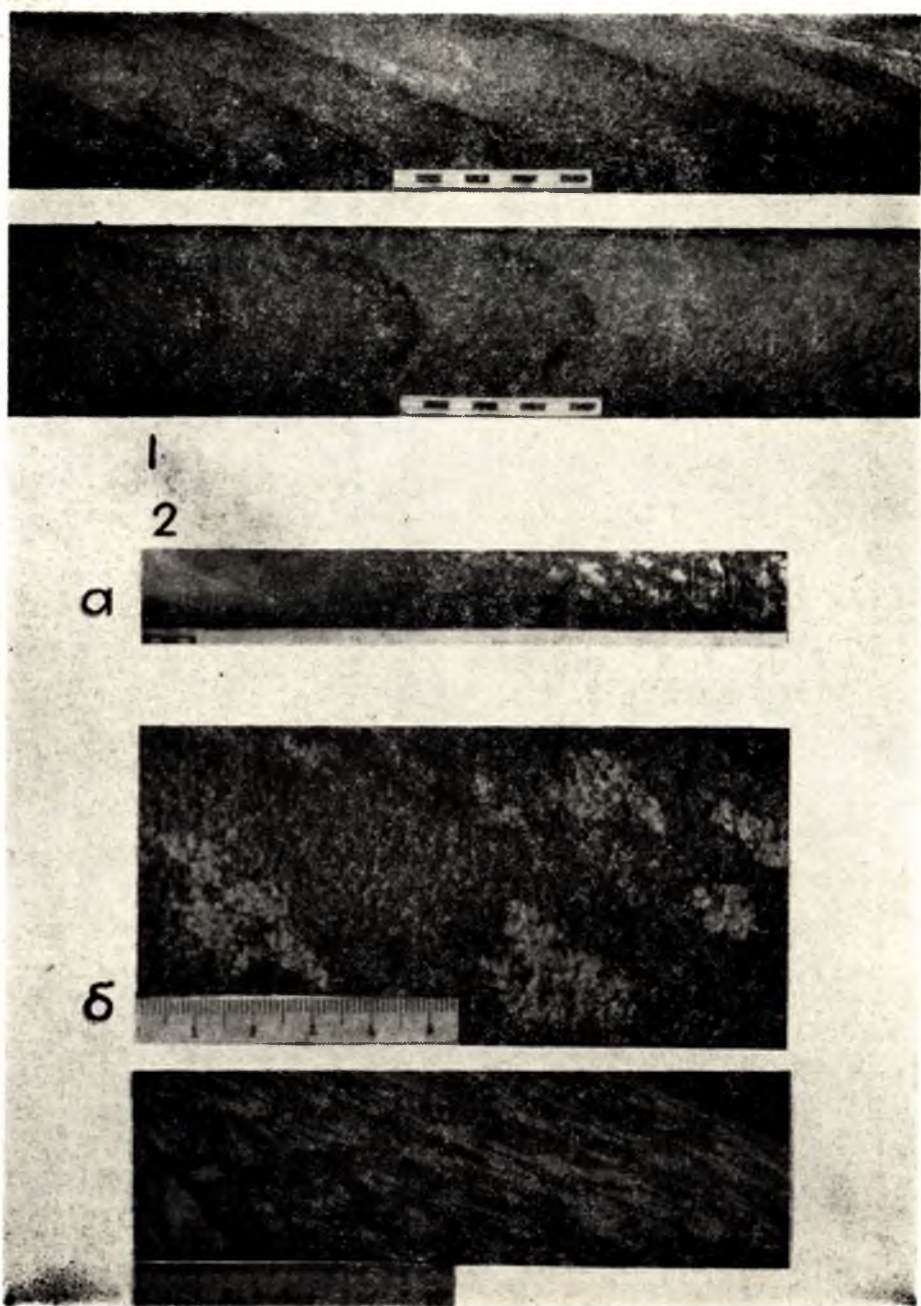


Таблица IV. 1 — Кварцево-биотитовый туфосланец, ритмичнослоистый. Керна скважины 61, обр. 12 (Костомукшское месторождение). 2 — Порфиробластический «пятнистый» кварцево-ионитовый туфосланец, ритмичнослоистый; а — с пятнистыми кварцево-серпентиновыми обособлениями (верхи ритма); б — характер пятнистых кварцево-серпентиновых обособлений. Керна скважин (Костомукшское месторождение).

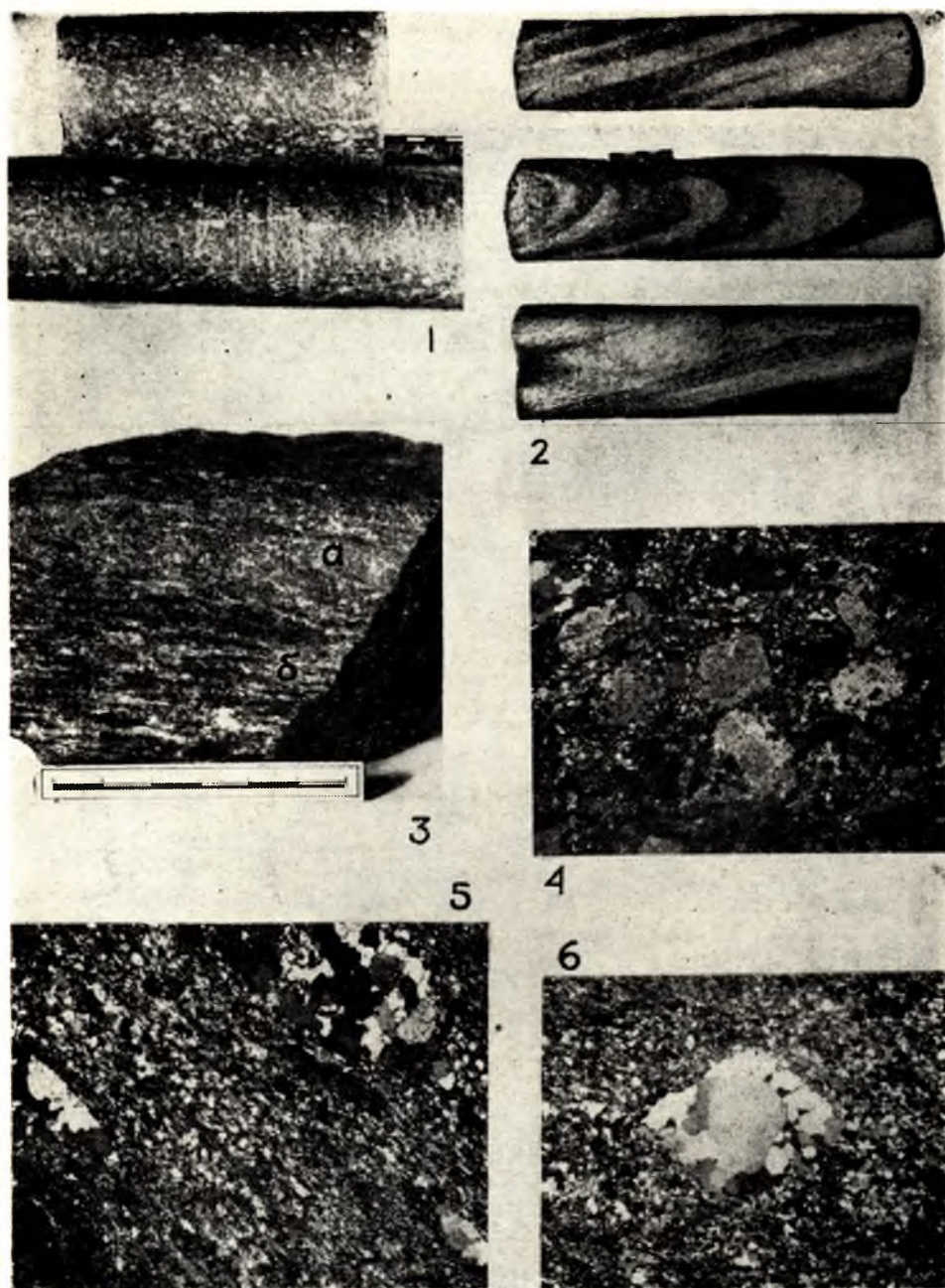


Таблица V. 1 — Лептитовый гнейс с порфиридовидными выделениями плагиоклаза и кварца. Керн скважины 103 (Межезерское месторождение). 2 — Лептитовый гнейс, полосчатый (с реликтами ритмичной слоистости). Керн скважины 3 (Межезерское месторождение). 3 — Лептитовый гнейс, полосчатый: *a* — тонкозернистый прослой эпидото-биотито-кварц-полевошпатового состава; *b* — более слюдястый гнейсовидный прослой того же состава (Межезерское месторождение). 4 — Лептитовый гнейс, порфиридовидный. Структура. Шлиф 3—25, увел. 17,5, николи+ (Межезерское месторождение). 5 — Лептитовый гнейс с «линзочками» кварца. Структура. Шлиф 528—1, увел. 22, николи+ (Межезерское месторождение). 6 — Лептитовый гнейс с ромбовидным вкраплением кварца. Шлиф 869, увел. 21, николи+ (Межезерское месторождение).

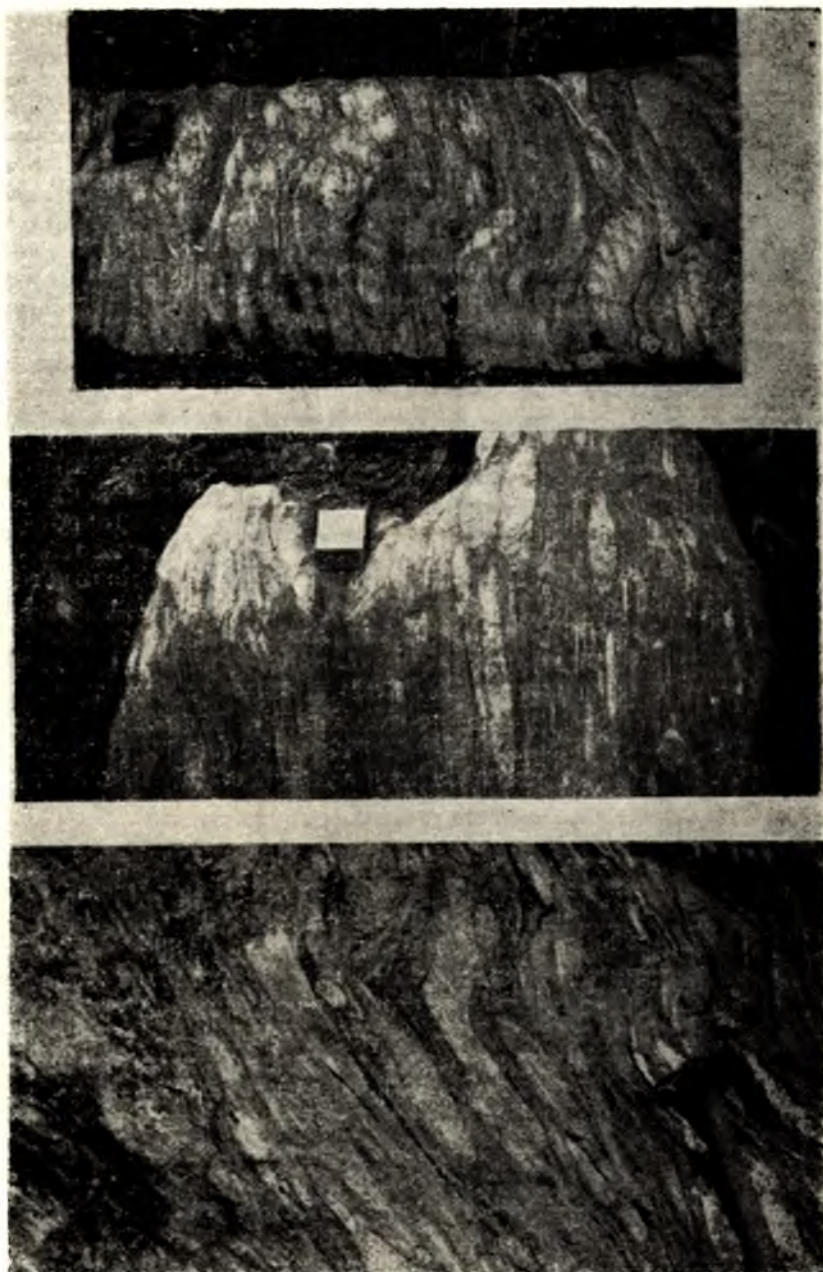


Таблица VI. Базальные конгломераты гимольской серии.

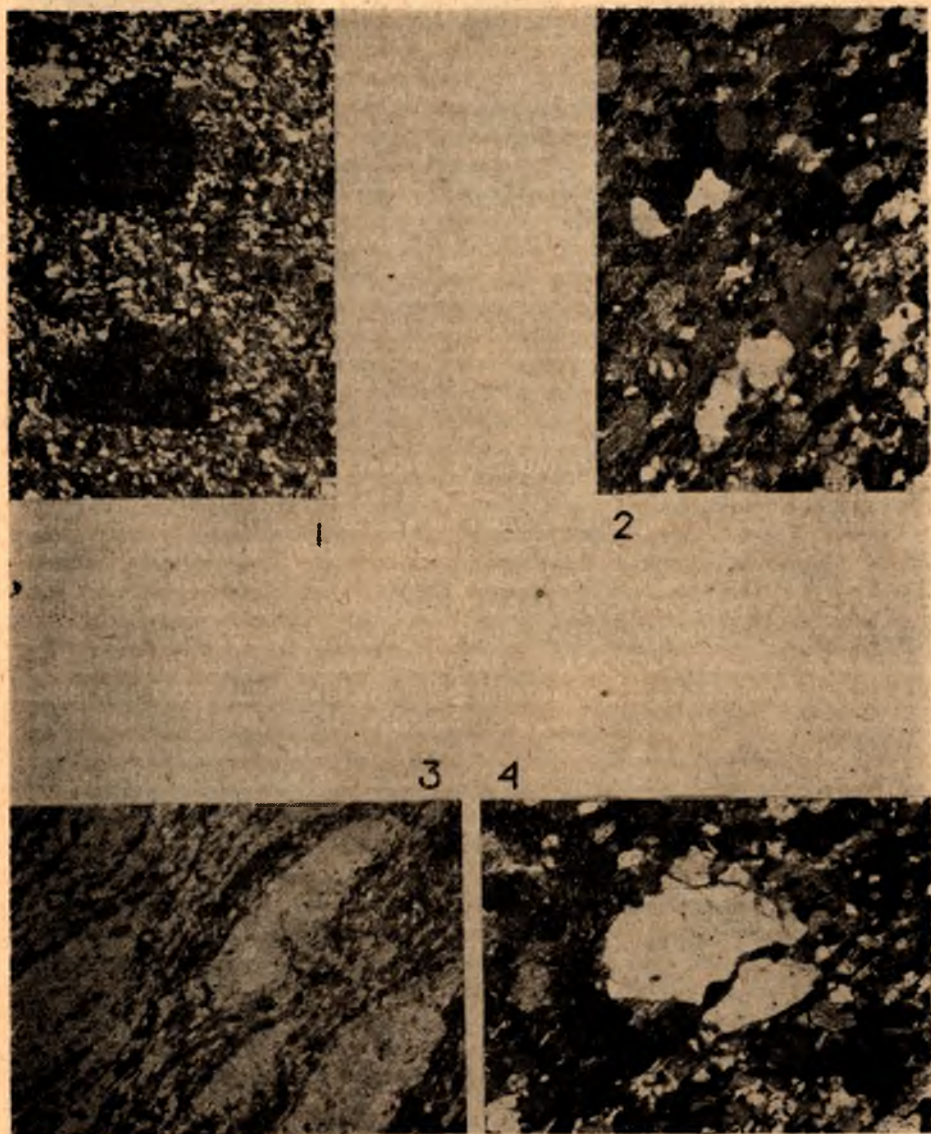


Таблица VII. 1 — Биотито-кварц-полевошпатовая вулканогенная порода из обломка в конгломерате. Структура. Шлиф 512—2, увел. 23, николи+ (Межезерское месторождение). 2 — Биотито-кварц-полевошпатовая порода из обломка в конгломерате. Шлиф 853, увел. 45, николи+ (Межезерское месторождение). 3 — Цемент конгломерата. Структура. Шлиф 505, увел. 23, без анализатора (Межезерское месторождение). 4 — Цемент конгломерата. Реликты псаммитовой структуры. Шлиф. 875, увел. 45, николи+ (Межезерское месторождение).

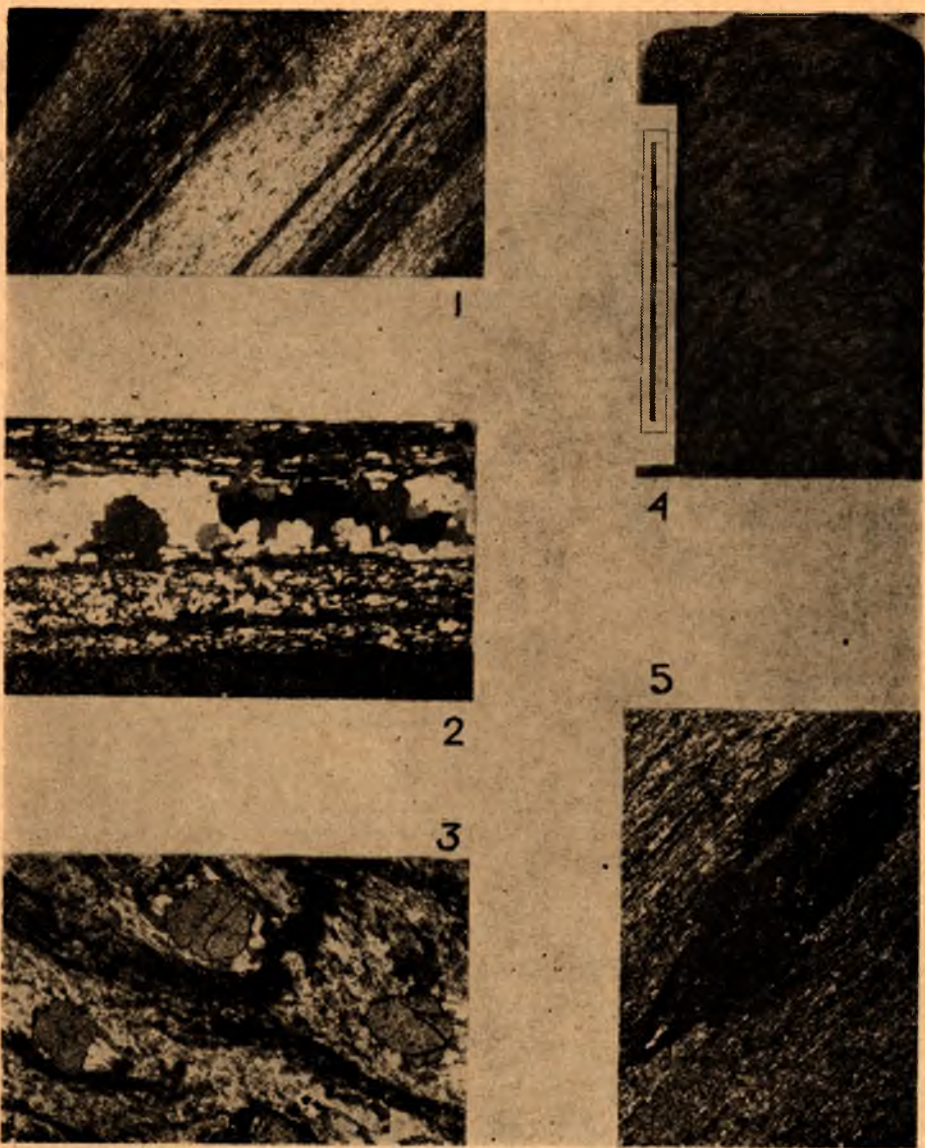


Таблица VIII. 1 — Слоистый кварцево-биотитовый графитистый сланец. Шлиф К—4—а—7, увел. 20, без анализатора (Гимольское месторождение). 2 — Кварцево-биотитовый графитистый сланец. Микрослоистая текстура. Шлиф 14—6, увел. 23, николи+ (Гимольское месторождение). 3 — Гранатосодержащий кварцево-биотитовый графитистый сланец. Шлиф 12—6, увел. 23, без анализатора (Гимольское месторождение). 4 — «Пятнистый» кварцево-биотитовый графитистый сланец. Керна скв. 17, обр. 11 (Гимольское месторождение). 5 — «Пятнистый» кварцево-биотитовый графитистый сланец, удлиненная линзовидная форма «пятнистых» обособлений, выполненных агрегатом кварц-серицито-хлоритового состава. Шлиф 4—5, увел. 23, николи+ (Гимольское месторождение).

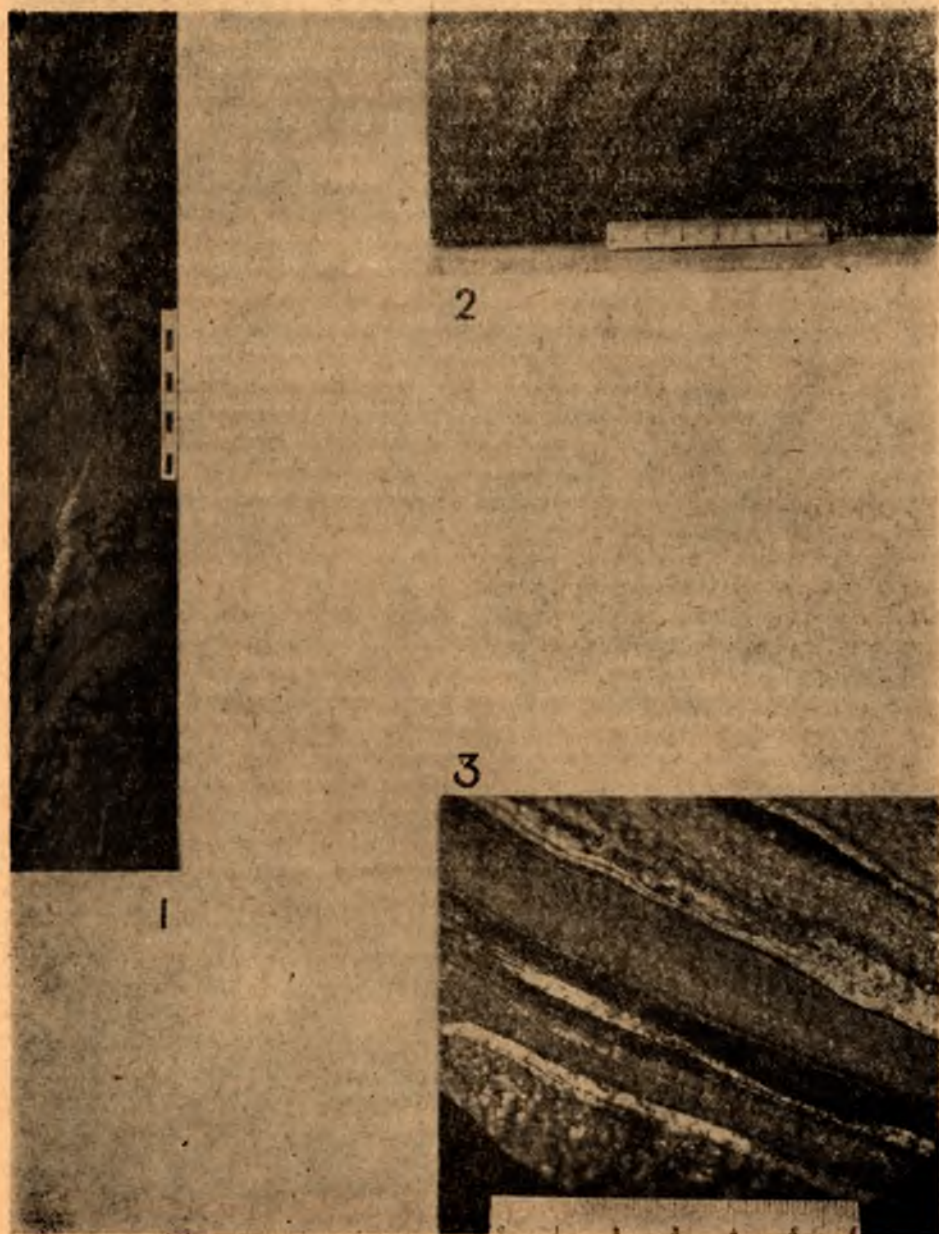
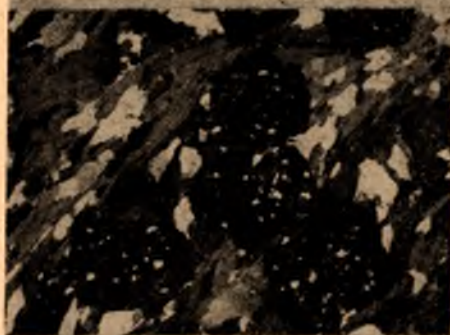


Таблица IX. 1 — Амфиболо-гранатовый сланец. Керн скважины 162, обр. 34 (Костомукшское месторождение). 2 — Амфиболо-гранатовый гнейсо-сланец. Керн скважины 3 (Тумбареченское месторождение). 3 — Полосчатый магнетито-амфиболо-гранатовый кварцит. Керн скважины 206 (Костомукшское месторождение).

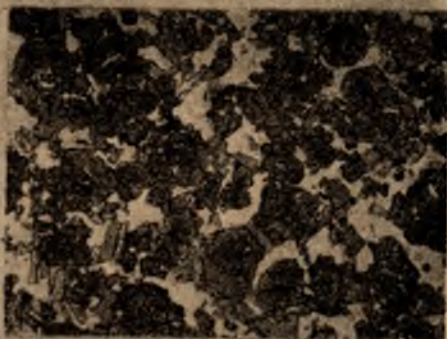
1



2



4



5



6



Таблица X. 1 — Биотито-гранатовый сланец. Структура. Шлиф 160—8, увел. 6, без анализатора (Костомукшское месторождение). 2 — Биотито-амфиболовый сланец. Структура. Шлиф 167—6, увел. 20, без анализатора (Костомукшское месторождение). 3 — Гранато-биотито-полевошпато-кварцевый гнейсо-сланец. Структура. Шлиф 2—100, увел. 23, николи + (Межезерское месторождение). 4 — Гранатит. Структура. Шлиф 103—50, увел. 23, без анализатора (Межезерское месторождение). 5 — Амфиболо-хлоритовый порфиробластический сланец. Структура. Шлиф К—1—26, без анализатора (Киндасово-Маньгинское месторождение). 6 — Амфиболо-хлоритовый порфиробластический сланец. Структура, вторичный характер порфиробласт амфибола. Шлиф К—1—41, увел. 45, без анализатора (Киндасово-Маньгинское месторождение).

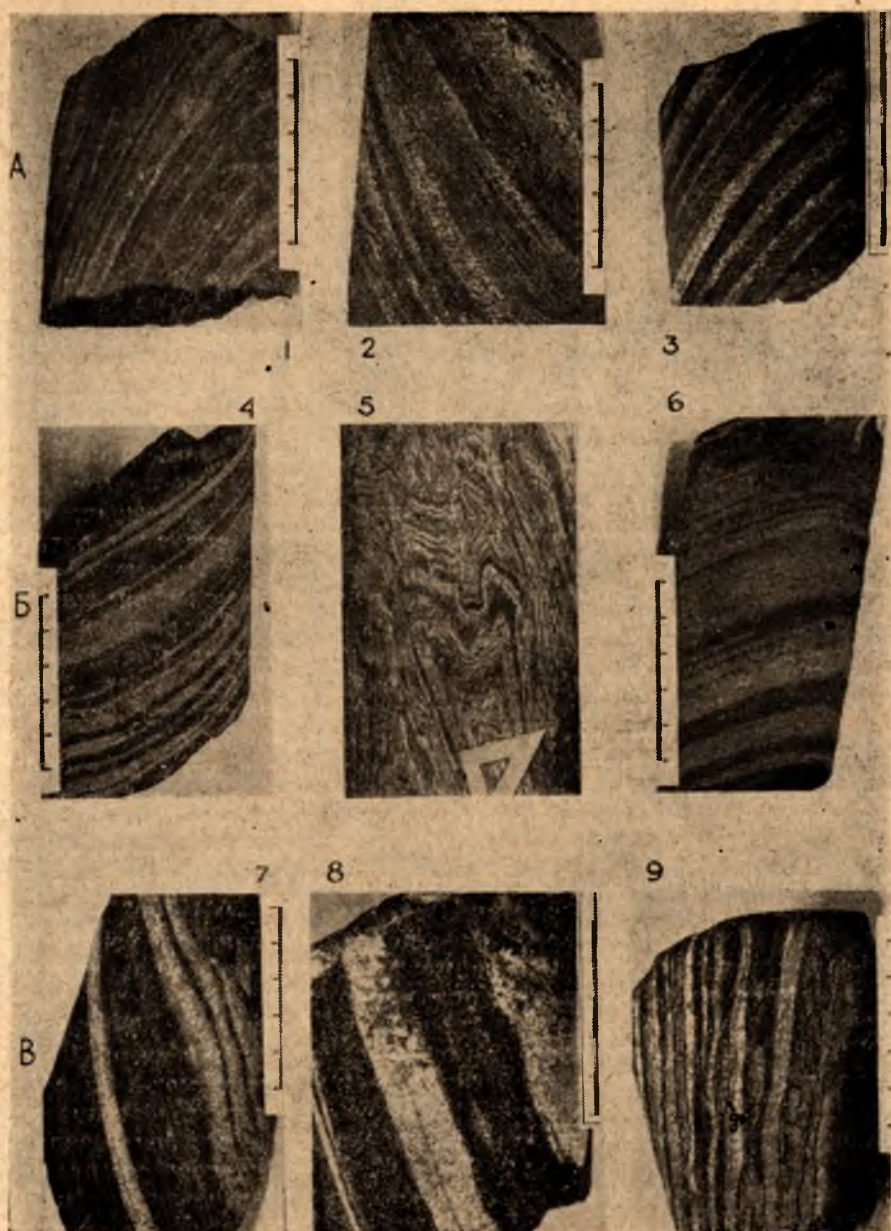


Таблица XI. Полосчатые текстуры железистых кварцитов.

А. Магнетитовые кварциты (богатые руды). 1 — Эгирин-рибекитовый (Костомукшское месторождение, обр. 46—20). 2 — Актинолитовый (Костомукшское месторождение, обр. 174—18). 3 — Роговообманково-грюнеритовый (Межезерское месторождение, обр. 5—20).

Б. Магнетитовые кварциты (бедные руды). 4 — Грюнеритовый (Костомукшское месторождение, обр. 115—67). 5 — Грюнеритовый (Гимольское месторождение, обн.). 6 — Биотитовый (Совдозерское месторождение, обр. 3—26).

В. Безрудные кварциты. 7 — Грюнерито-роговообманковый (Костомукшское месторождение, обр. 108—39). 8 — Грюнерито-биотитовый (Межезерское месторождение, обр. 103—14). 9 — Гранато-роговообманковый (Костомукшское месторождение, обр. 210—5).

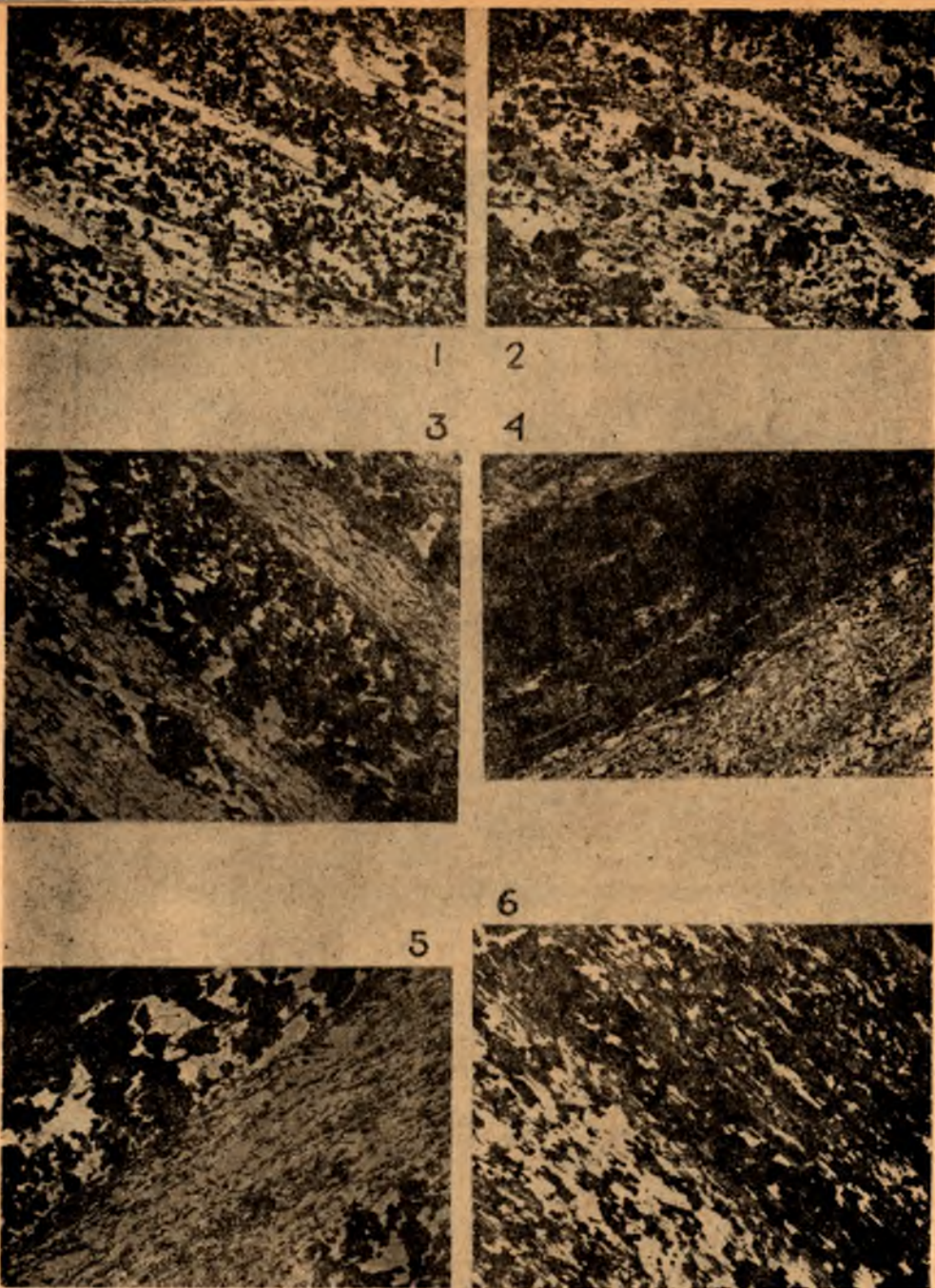


Таблица XII. Структуры железистых кварцитов

Магнетитовые кварциты (богатые руды). 1 — Рибекитовый магнетитовый кварцит. Характер развития рибекита 1-й генерации. Шлиф 25—78, увел. 23, без анализатора (Костомукшское месторождение). 2 — Актинолитовый магнетитовый кварцит. Микрослоистый характер рудного прослоя. Характер развития актинолита 1-й генерации. Шлиф 1—24, увел. 22, без анализатора (Межезерское месторождение). 3 — Грюнеритовый магнетитовый кварцит. Характер развития грюнерита 1-й генерации. Шлиф К—5—36, увел. 22, без анализатора (Гимольское месторождение). 4 — Грюнеритовый магнетитовый кварцит. Шлиф 8—28, увел. 21, без анализатора (Маньгинское месторождение).

Магнетитовые кварциты (бедные руды). 5 — Грюнеритовый магнетитовый кварцит. Шлиф К—5—34, увел. 21, без анализатора (Гимольское месторождение). 6 — Магнетито-грюнерито-роговообманковый кварцит. Шлиф 4—4, увел. 16,5, без анализатора (Хедозерское месторождение).

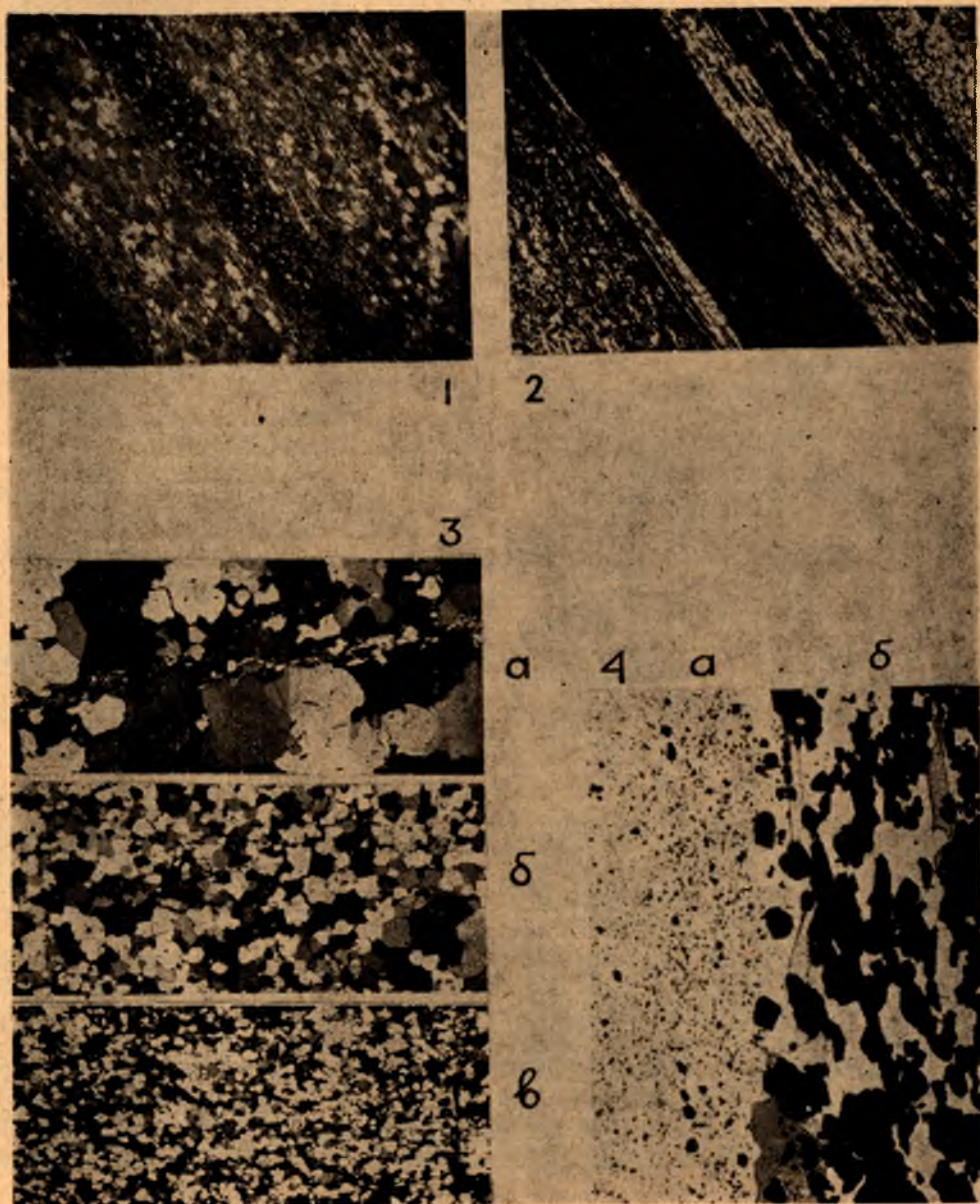


Таблица XIII. Безрудные кварциты. 1 — Тонкослоистый магнетито-грюнеритовый кварцит. Шлиф К—55а—9, увел. 20, николи+ (Гимольское месторождение). 2 — Биотитохлоритовый кварцит с магнетитом. Шлиф 23—1, увел. 20, без анализатора. (Совдозерское месторождение). 3а — Кварц первичный, ранний. Шлиф К—20—1, увел. 18, николи+ (Гимольское месторождение). 3б — кварц поздний, перекристаллизованный. Шлиф 7—4, увел. 18, николи+ (Хедозерское месторождение). 3в — Кварц поздний, перекристаллизованный в зонах глубокого метаморфизма. Шлиф 988—5, увел. 18, николи+ (Совдозерское месторождение). 4 — магнетит 1-й (а) и 2-й (б) генераций. Шлиф 136—9, увел. 80, без анализатора (Костомукшское месторождение).



1



2

3



5



6

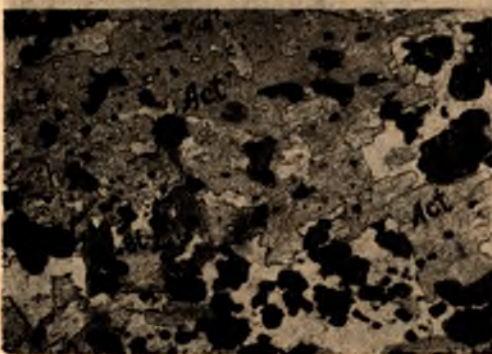


Таблица XIV. 1 — Характер развития рибекита 2-й генерации. Шлиф 60—1, увел. 13, без анализатора (рибекитовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 2 — Замещение анкерита рибекитом. Шлиф 18—21, увел. 108, без анализатора (рибекитовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 3 — Замещение кроссита рибекитом (темная каемка). Шлиф 103—25, увел. 180, без анализатора (кроссито-магнетитовый кварцит, Межезерское месторождение). 4 — Замещение актинолита (светлое) зеленым биотитом 1-й генерации (темное). Шлиф 129—28. Увел. 72, без анализатора (биотито-актинолитовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 5 — Характер развития актинолита 2-й генерации. Шлиф 165—6—а, увел. 60, без анализатора (актинолитовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 6 — Характер развития грюнерита 2-й генерации. Шлиф 20—10, увел. 17, без анализатора (грюнеритовый кварцит, Костомукшское месторождение).

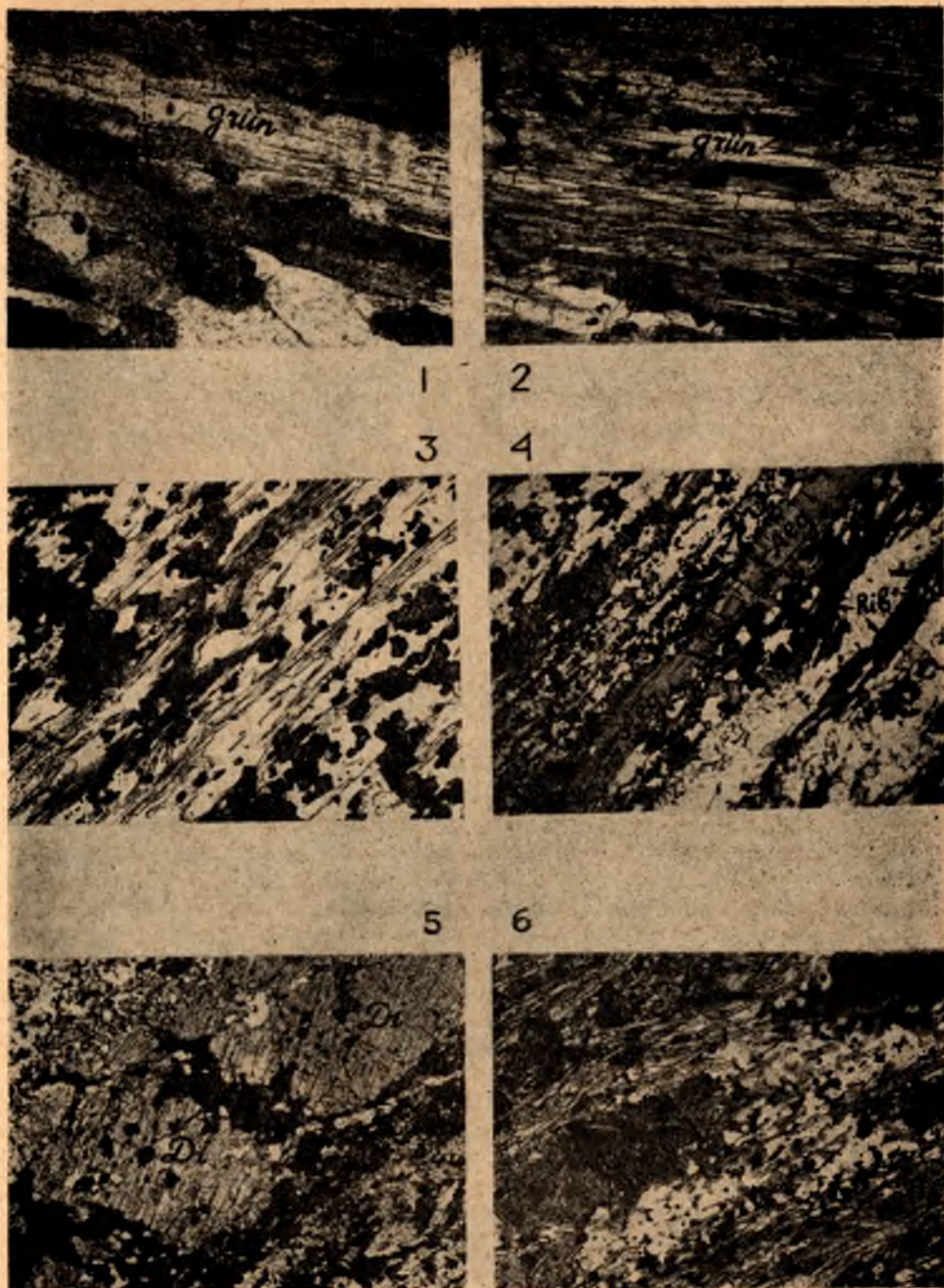


Таблица XV. 1 — Замещение грюнерита (светлые участки) сине-зеленой роговой обманкой (темное). Шлиф 2—9, увел. 180, без анализатора (грюнеритовый кварцит, Хедозерское месторождение). 2 — Замещение грюнерита 1-й генерации (светлые участки) зеленым биотитом (1-я генерация). Шлиф 31—2, увел. 56, без анализатора (биотито-грюнеритовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 3 — Замещение грюнерита 1-й генерации (светлые зерна) коричневым биотитом (2-я генерация). Шлиф 26—46, увел. 58, без анализатора (грюнерито-магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 4 — Характер развития эгирина. Шлиф 46—20, увел. 22, без анализатора (эгирин-рибекитовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 5 — Характер развития диопсида. Шлиф 8—12, увел. 20, без анализатора (диопсид-грюнеритовый, магнетитовый кварцит, Маньгинское месторождение). 6 — Порфиробластический зеленый биотит 1-й генерации. Шлиф 29—13, увел. 56, без анализатора (биотито-грюнеритовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение).

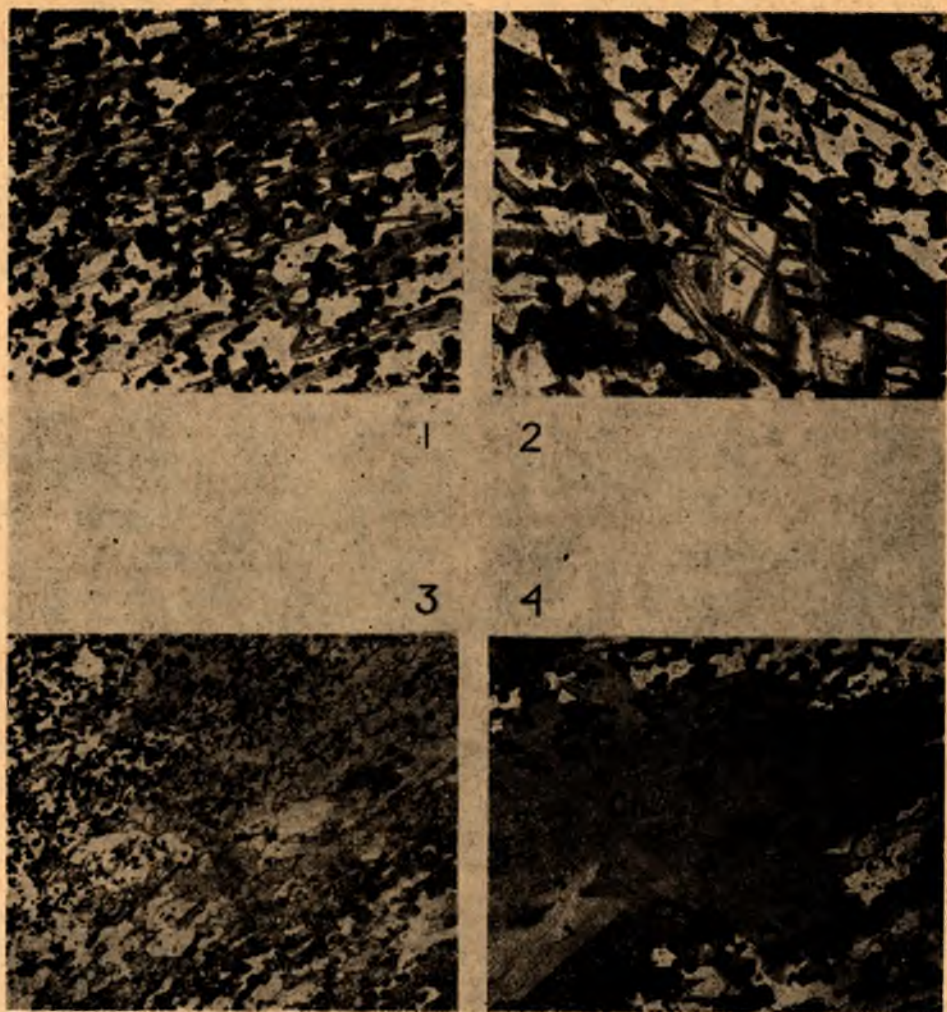


Таблица XVI. 1 — Характер развития зеленого биотита (1-я генерация). Шлиф 118—24. Увел. 80, без анализатора (биотитовый магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение). 2 — Характер развития коричневого биотита (2-я генерация). Шлиф 3—37, увел. 20, без анализатора (биотито-магнетитовый кварцит, Совдозерское месторождение). 3 — Характер развития карбоната. Шлиф 3—21, увел. 43, без анализатора (карбонато-магнетитовый кварцит, Совдозерское месторождение). 4 — Характер развития порфиробластического хлорита (2-я генерация). Шлиф 13—9, увел. 90, без анализатора (хлорито-магнетитовый кварцит, Совдозерское месторождение).

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Задачи и методы исследования железисто-кремнистых формаций Карелии (В. М. Чернов)	5
Глава II. Основные черты геологического строения и стратиграфии карелид Западной Карелии (В. М. Чернов)	12
Костомукшский железорудный район	14
Хедозеро-Большезерский район	19
Район Тумбареченских магнитных аномалий	21
Гимольский железорудный район	25
Совдозерский район	32
Маньгино-Киндасовский район	35
Сопоставление стратиграфических разрезов гимольской серии	37
Глава III. Парагенетический анализ сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации	40
Генетические типы пород (К. А. Инина, М. Б. Раевская)	40
Глиноземистые магнезиально-кальциевые и кальциево-магнезиальные породы	40
А. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные и осадочные породы	40
Мелкообломочные осадочные брекчии с полевошпато-амфиболовым цементом	41
Порфиробластические полевошпато-амфиболовые сланцы	42
Амфиболовые парасланцы	46
Биотито-актинолитовые и биотито-актинолито-полевошпатовые парасланцы	47
Б. Метаморфизованные вулканогенные породы	49
Полевошпато-биотито-амфиболовые порфиробластические сланцы	49
Талько-хлоритовые, актинолитовые и тремолитовые сланцы	49
Кварцево-биотито-карбонатные сланцы	52
Алюмосиликатные породы	55
А. Метаморфизованные осадочные породы	56
Конгломераты	56
Мусковитовые и серицитовые аркозы и сланцы, гравелиты, кварцевые конгломераты и гранато-(кианито)-ставролитовые кварциты	59
Мусковито-(биотито-мусковито)-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы	60
Графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами	61
Биотитовые, гранато-биотитовые и ставролитовые гнейсы и сланцы	67
Б. Метаморфизованные вулканогенные породы	68
Биотито-кварцевые туфосланцы, гнейсо-сланцы и туфобрекчии	68
Хемогенные железисто-кремнистые породы (К. А. Инина)	69
Железистые кварциты окисного типа (богатые руды)	75
Железистые кварциты окисно-силикатного типа (бедные руды)	76
Железистые кварциты силикатного типа (безрудные кварциты)	77
Парагенетические ассоциации пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации и условия их образования (В. М. Чернов)	83
Костомукшская градация	83
Терригенно-сланцевая парагенетическая ассоциация пород	83
Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород	84

Туфово-сланцевая парагенетическая ассоциация пород	87
Сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород	90
Железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород	94
Гимольская градация	98
Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород	98
Лептито-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород	99
Конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород	103
Лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород	105
Большезерская градация	109
Гнейсо-сланцевая (терригенная) парагенетическая ассоциация пород	109
Железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная) парагенетическая ассоциация пород	110
Глава IV. Парагенетический анализ спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации	112
Генетические типы пород (К. А. Инина, М. Б. Раевская)	112
Вулканогенные глиноземистые магнезиально-кальциевые породы	112
Тонкослоистые и слоистые амфиболовые сланцы	112
Амфиболо-эпидотовые и эпидото-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур	116
Мелко- и среднезернистые амфиболовые, полевошпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты	117
Осадочные алюмосиликатные породы	122
Осадочные глиноземисто-железисто-кремнистые породы	122
Хомогенные железисто-кремнистые породы	123
Парагенетические ассоциации пород спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации (В. М. Чернов)	125
Глава V. Парагенетический анализ лептито-порфировой железисто-кремнистой формации	130
Генетические типы пород (К. А. Инина, М. Б. Раевская)	130
Алюмосиликатные породы	130
А. Метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы	131
Геллефлинты, порфириды и связанные с ними кварцево-серицитовые сланцы	131
Кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы	132
Порфиروبластические ставролитовые и «пятнистые» туфосланцы	136
Биотито-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы	136
Лептитовые гнейсы	137
Б. Метаморфизованные осадочные породы	147
Графитистые сланцы и гнейсо-сланцы с сульфидами	147
Осадочные глиноземисто-железисто-кремнистые породы	152
Группа амфиболо-биотито-гранатовых сланцев и гнейсо-сланцев, гранатитов и магнетито-амфиболо-гранатовых кварцитов	152
Хомогенные железисто-кремнистые породы	156
Парагенетические ассоциации пород лептито-порфировой железисто-кремнистой формации (В. М. Чернов)	161
Туфово-порфировая	163
Порфировая железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород	164
Порфировая железисто-кварцитовая	166
Лептитовая железисто-кварцитовая	167
Туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая	168
Лептитовая глиноземисто-железисто-кварцитовая	171
Туфовая сланцево-железисто-кварцитовая	171
Глава VI. Основные черты метаморфизма пород гимольской серии (В. М. Чернов, К. А. Инина)	174
Зона зеленосланцевой фации регионального метаморфизма	174
Зона эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма	177
Зона амфиболитовой фации метаморфизма	186
Зона ультраметаморфизма	191
Особенности и последовательность метаморфических процессов в породах гимольской серии	192
Глава VII. Палеотектонические и геохимические условия осадконакопления и некоторые черты металлогении вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии (В. М. Чернов, В. Я. Горьковец)	196
Главные геохимические и металлогенические особенности вулканогенных железисто-кремнистых формаций	204

Распределение химических элементов на фациальных профилях сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации	205
Распределение химических элементов на фациальных профилях лептито-порфировой железисто-кремнистой формации	207
Распределение химических элементов на фациальном профиле спилитодиабазовой железисто-кремнистой формации	209
Влияние метаморфизма на концентрацию химических элементов	218
Влияние палеофациальных и геохимических условий осадконакопления на концентрацию микроэлементов-примесей	223
Особенности распределения железистых кварцитов в формациях и перспективы увеличения запасов железных руд в протерозое Карелии	234
<i>Глава VIII. Корреляция железисто-кремнистых формаций докембрия Балтийского щита и некоторые особенности палеотектоники протерозоя Восточно-Европейской геосинклинальной области (В. М. Чернов)</i>	<i>239</i>
Корреляции разрезов железорудных районов свекофеннид и карелид и ряды формаций	240
Ряды формаций железорудных районов свекофеннид	241
Ряды формаций железорудных районов карелид северной Финляндии и Норвегии	252
Ряды формаций Кольско-Норвежской зоны карелид	254
Некоторые палеотектонические особенности формирования железисто-кремнистых формаций Балтийского щита и фундамента Русской платформы	257
Литература	263
Таблицы I—XVI	267